



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Fallas activas durante el
sismo del 19/09/2017 en
Zacatepec, Morelos**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Katya Lizeth Ferrer Hernández

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Elisa Fitz Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

Agradecimientos.....	I
Lista de figuras.....	III
Resumen.....	IV
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Localización.....	6
1.3 Hipótesis.....	7
1.4 Objetivos generales.....	8
1.5 Objetivos específicos.....	8
1.6 Metas.....	8
1.7 Justificación.....	8
Capítulo 2. Marco Geológico.....	9
2.1 Estratigrafía.....	9
2.1.1 Formación Xochicalco.....	9
2.1.2 Formación Morelos.....	10
2.1.3 Formación Cuautla.....	10
2.1.4 Formación Mexcala.....	11
2.1.5 Grupo Balsas.....	12
2.1.6 Riolita Tilzapotla.....	13
2.1.7 Formación Tepoztlán.....	13
2.1.8 Andesita Zempoala.....	14
2.1.9 Formación Cuernavaca.....	14
2.1.10 Grupo Chichinautzin.....	15
2.1.11 Depósitos Recientes.....	16
2.2 Geomorfología.....	18
2.3 Geología estructural.....	20
2.3.1 Estructura antiguas.....	21
2.3.2 Estructuras recientes.....	22
2.4 Tectónica.....	23
Capítulo 3. Marco Teórico.....	27
3.1 Tectónica de placas.....	27

3.2 Sismos.....	30
3.2.1 Concepto y origen.....	30
3.2.2 Tipos de sismos.....	32
3.2.3 Magnitud e intensidad.....	33
3.2.4 Teoría del rebote elástico.....	35
3.2.5 Ondas sísmicas.....	36
3.3 Deformación.....	39
3.3.1 Componentes de la deformación.....	39
3.3.2 Deformación homogénea y heterogénea.....	40
3.3.3 Cizalla pura y cizalla simple.....	41
3.4 Fenómenos geológicos asociados a sismos.....	42
Capítulo 4. Metodología.....	45
4.1 Observaciones directas.....	45
4.1.1 Toma de imágenes aéreas mediante un vuelo de dron.....	45
4.1.2 Registro de fallas y fracturas.....	47
4.2 Observaciones indirectas.....	48
4.2.1 Interferometría a escala regional.....	48
4.2.2 Tomografía eléctrica.....	50
Capítulo 5. Resultados.....	54
5.1 Observaciones directas.....	54
5.1.1 Mapeo de fracturas.....	54
5.2 Observaciones indirectas.....	58
5.2.1 Perfiles de tomografía eléctrica.....	58
5.2.2 Mapa de desplazamiento vertical.....	62
Capítulo 6. Discusión y conclusiones.....	64
6.1 ¿Qué generó las grietas en Zacatepec?.....	64
6.1.1 Compactación superficial del suelo.....	64
6.1.2 Deslizamiento del suelo.....	68
6.1.3 Actividad de una falla.....	71
6.2 Recomendaciones.....	76
6.3 Conclusiones.....	78
Referencias.....	80

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, a la Facultad de Ingeniería y al Instituto de Geología por la educación que me brindaron.

A mi asesora la Dra. Elisa Fitz, por todos los conocimientos que compartió conmigo, el apoyo, tanta paciencia y buenos consejos. Elisa, tengo mucho que agradecerte ¡eres una tutora increíble!

A los miembros de mi jurado, el Dr. Enrique González Torres, el Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás, el Ing. Javier Mancera Alejandrez y el Dr. José Luis Arce Saldaña por tomarse el tiempo de revisar mi trabajo y darme consejos para mejorarlo, así como facilitarme material bibliográfico y equipo de trabajo.

A mi familia, mis padres Pedro y Silvia, les agradezco absolutamente todo en esta vida, tanto amor, los regañones, consejos, pero sobre todo los sacrificios que hicieron para ayudarme a llegar hasta aquí, mi hermana Carolina, por el apoyo y amor que desde que tengo memoria me das, por los hábitos y disciplina que aprendí de ti, gracias Any, mi hermano Edgar, por ponerme la mejor música en las noches de desvelo y a mi bebé Mike, todo es mucho más bonito desde que llegaste enanito. Son mi tesoro más valioso, este logro es de ustedes también, los amo con todo mi corazón.

A mi fideito Val, por escucharme, regañarme y salvarme siempre de colapsar en esta vida ¡te amo!, a Kari por nuestras tardes juntas y esas conversaciones enormes que adoro, a Carito, por todas las cosas que vivimos juntas y por esas risas que hacen doler el estómago, gracias a todas por estar conmigo siempre desde hace tantos años.

A Edjan, porque sabes salvarme de todo cuando ya perdí la cabeza, por ese apoyo infinito en los momentos más rudos y estar ahí en los mejores ¡gracias!

A mis amigos-hermanos del grupo de estructural por su ayuda incondicional, Gabo, Isra, Marisa, Bet, Roge, Dani, Jorge y Marco.

A mis súper amigochos de la facultad Berni, Paz, Fer, Sinu, Ro, Quique, Romis, Yael y GT, por tantas aventuras, risas, ayuda y tiempo compartido durante la carrera.

A mis compañeros del instituto que me apoyaron en las campañas de campo, Daniel Tapia, Emmanuel Sáenz y Sofía León, gracias por su ayuda y amistad.

Al Dr. Matthias Buecker por su gran apoyo y enseñanza en la elaboración y análisis de los perfiles de resistividad eléctrica.

Al Dr. Sergio Rodríguez Elizarrarás por el préstamo del equipo para elaborar los perfiles de tomografía de resistividad eléctrica.

Al Dr. Jorge Lira Chávez por su tiempo, enseñanza, y disposición en la elaboración del interferograma del área de estudio, así como al Laboratorio de Interferometría del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Al Dr. Miguel Castillo por la ayuda y el préstamo del equipo de GPS diferencial, así como el dron utilizado en Zacatepec.

A la Dra. Elena Centeno García por facilitar los recursos para la elaboración de esta tesis.

A Don Joaquín del laboratorio de laminación por su ayuda y asesoría.

A los vecinos de la Colonia Lázaro Cárdenas en el municipio de Zacatepec, por las facilidades que nos dieron durante nuestras visitas y el interés hacia este trabajo.

A las autoridades militares y de protección civil de Zacatepec, por facilitarnos el acceso y hospedaje posteriormente al sismo de septiembre de 2017.

Lista de Figuras

Capítulo I. Introducción

Figura 1.1. Mapa altimétrico tectónico del mundo que muestra la localización de las placas principales y el epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2017. Modificada de *National Geophysic Data Center*.

Figura 1.2. Mapa tectónico sintético que muestra los límites de placas principales que se observan en México y los epicentros de los sismos representativos a lo largo de la historia con el año en que ocurrieron. Modificada de Franco *et al.* (2007).

Figura 1.3. Construcción dañada por el sismo de 1932 (Reporte del SSN).

Figura 1.4. Imágenes del Sismo de Acambay de 1912 (Reporte del SSN).

Figura 1.5. Fotografía de los daños que causó el sismo de Xalapa en 1920 (Reporte del SSN).

Figura 1.6. Mapa de localización del área de estudio, la cual se señala en el rectángulo rojo.

Capítulo II. Marco geológico regional

Figura 2.1. Mapa regional de distribución de productos del Campo Volcánico Chichinautzin donde se observa con una línea punteada la distribución del abanico aluvial de la Fm. Cuernavaca y el área de estudio señalada con una estrella roja. Modificada de Arce *et al.* (2013).

Figura 2.2. Columna estratigráfica del área de estudio. Modificada de Fries (1960).

Figura 2.3. Mapa geológico regional del área de estudio en el cual se señala con una estrella roja a la colonia Lázaro Cárdenas en Zacatepec, así como la sección AB que se muestra en la parte inferior del mapa. Modificada de Fries (1960).

Figura 2.4. Mapa estructural donde se muestran las principales estructuras geológicas de la región de interés. Con línea punteada e interrumpida se señalan aquellas que son inferidas. Modificado de Fries (1960).

Figura 2.5. Elipse de distorsión interna que muestra la orientación de las principales de fallas activas en el área en el estado de Morelos. Modificado de Fries (1960).

Figura 2.6. Mapa tectónico de la República Mexicana (modificada de Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Figura 2.7. Mapa tectonoestratigráfico de la República Mexicana donde la estrella roja señala el área de estudio. Compilada de Campa y Coney, 1983; Ruiz *et al.*, 1988; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) en Gómez-Tuena *et al.* (2005).

Capítulo III. Marco teórico

Figura 3.1. Mapa tectónico de la distribución de las 52 placas tectónicas. Tomada de Bird (2003).

Figura 3.2. Ejemplo de un nomograma que sirve para determinar la magnitud de un sismo a escala de Richter en el cual en el primer eje (de izquierda a derecha) se localiza la diferencia en segundos del arribo de las ondas S y P, mientras que en el tercer eje se localiza la amplitud en milímetros de la onda S onda medida en el sismograma. Al unir ambos valores se obtiene la magnitud. Tomada de Stein y Wysession (2003).

Figura 3.3. Ejemplo gráfico del rebote elástico. En a) se muestran los esfuerzos que actúan en direcciones opuestas, que son paralelos a la falla representada con la letra F, en b) se muestra la línea imaginaria A'B' la cual se modifica en un primer estadio, en c) se observa el incremento de los esfuerzos que siguen actuando, la deformación queda representada por A''B'' y en d) se observa que el material ha superado su límite plástico y la deformación se distribuye a lo largo de toda la falla desplazando a A'' de B''. Modificada de Kearey *et al.* (2009).

Figura 3.4. Modelos de propagación de ondas de cuerpo (P y S). Modificada de Stein y Wysession (2003).

Figura 3.5. Esquema que muestra el comportamiento de las ondas sísmicas, en donde las ondas S y P se transmiten en el subsuelo mientras que las ondas L y R se transmiten en superficie. Modificada de Kearey *et al.* (2009).

Figura 3.6. Comportamiento de los vectores de desplazamiento en: a) Un campo de velocidades durante un evento de deformación; b) traslación de cuerpo rígido; c) rotación de cuerpo rígido; d) *strain* o distorsión interna. Modificada de Main (1990).

Figura 3.7. Modelos de deformación. En a) el cuerpo experimenta deformación homogénea mientras que en b) la deformación es heterogénea. En ambos casos, los segmentos AA', BB', CC', DD' indican un estado inicial y uno final para cada uno de los tipos de deformación. Modificada de Hobbs (1976).

Figura 3.8. Patrones de flujo de las partículas de un material para cada caso desde la cizalla pura, donde son ortogonales hasta la rotación de cuerpo rígido, donde las partículas se mueven como círculos perfectos. Tomada de Fossen (2010).

Figura 3.9. Fotografías de deslizamientos de tierra. En a), se observa que el deslizamiento ocurre en la pendiente pronunciada de un cerro. En b). los fragmentos de roca deslizados son bloquean el paso en una carretera.

Figura 3.10. Ejemplo de un caso de subsidencia importante en Guatemala.

Figura 3.11. Fotografía de los daños ocasionados por efecto de licuefacción posterior al sismo ocurrido en Indonesia en 2018.

Figura 3.12 Fotografía de la falla Kunlún en el Tíbet. Tomada de Lin (2009).

Capítulo IV. Metodología

Figura 4.1. Esquema que ejemplifica la colocación de marcadores GPS en grietas próximas al río al sur de la colonia Lázaro Cárdenas, donde la línea punteada representa las grietas con desplazamiento extensional >5 cm y las estrellas en color rosa son los puntos de control localizados perpendicularmente a estas.

Figura 4.2. Fotografías de la colocación de un marcador GPS. En a), se observa la varilla en el terreno, y en b), el uso de un GPS diferencial para tomar coordenadas.

Figura 4.3. Esquema en el que se muestra la obtención de un par interferométrico donde B es la línea base o separación entre las dos antenas, R_i es el rango, b representa el punto en la escena donde se obtienen las imágenes, Δz es la altura del terreno sobre el datum y h es la altura de la plataforma. Modificada de Lira (2010).

Figura 4.4. En a) se observa la trayectoria de la corriente en el subsuelo para el caso de un perfil elaborado a partir de 4 electrodos donde I es la corriente directa inyectada y V es el voltaje medido mientras que ρ_1 y ρ_2 son conductividades distintas de la roca. En b) se

esquematiza la configuración de los electrodos transmisores y receptores de las geometrías más comunes. Modificada de Bükler *et al.* (2017).

Figura 4.5. Instalación del equipo utilizado para la toma de datos de los perfiles de resistividad eléctrica (TRE).

Capítulo V. Resultados

Figura 5.1. Mapa de las grietas formadas al oriente de Zacatepec a raíz del sismo del 19 de septiembre de 2017 y su clasificación.

Figura 5.2. Mapa de pendientes a escala 1:50,000 de las inmediaciones del Valle de Cuernavaca, donde el área de estudio está señalada con una estrella roja.

Figura 5.3. Fotografías donde se observan los registros de desplazamientos laterales izquierdos señalados por una línea punteada en color rojo ubicados en el mosaico de fotografías aéreas donde el polígono en color rojo indica la franja de viviendas afectadas por el agrietamiento en el suelo.

Figura 5.4. Perfiles de tomografía eléctrica (Zac 1 y Zac 2) con escala de valores de resistividad eléctrica (ρ) a diferente escala donde se observa una discontinuidad señalada con líneas punteadas a través de los horizontes resistivos debajo del agrietamiento superficial documentado. En la parte inferior izquierda se muestra el croquis de localización de los perfiles.

Figura 5.5. Correlación a escala de los perfiles de TRE (Zac 1 y Zac 2) donde se señala con líneas punteadas en color negro la discontinuidad entre los horizontes resistivos y el río Apatlaco en ambas secciones.

Figura 5.6. Esquema de valores de resistividad eléctrica para distintos materiales y tipos de roca. Tomada de Ávila-Vargas (2019).

Figura 5.7. Mapa de desplazamiento vertical en la colonia Lázaro Cárdenas en Zacatepec, obtenido a partir interferometría.

Figura 5.8. Fotografías de grietas de 7 a 8 cm de extensión, la cuales coinciden con la diferencia de desplazamientos observada en el mapa de subsidencia de la Figura 5.7.

Capítulo 6. Discusión y conclusiones

Figura 6.1. Fotografía donde se observa la inclinación de la estructura parcialmente colapsada al sur de la colonia Lázaro Cárdenas, lo cual pudo haber sido causado por licuefacción.

Figura 6.2. Modelo que muestra subsidencia diferencial en la porción W del área afectada cerca del hospital del IMSS y la cancha de fútbol, la zona de debilidad señalada con las flechas en color rojo corresponde al bloque caído según el mapa interferométrico de desplazamientos en z mientras que al E del río Apatlaco se localiza la zona agrietada. El perfil de TRE corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río.

Figura 6.3. Modelo de deslizamiento gravitacional en el cual se observa la posible corona de ruptura al E del río Apatlaco. Las flechas rojas señalan la posible trayectoria que sigue el deslizamiento del bloque de suelo la cual justifica los desplazamientos laterales izquierdos documentados. El perfil de TRE al frente del bloque corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río la cual se asocia con terrazas sepultadas por desbordamientos antiguos.

Figura 6.4. Fotografía al Norte del río Apatlaco donde una grieta de ± 1 m de desplazamiento vertical, produce el colapso local de un bloque hacia el río.

Figura 6.5. Mapa de valores de altura (msnm) donde se observan los valores de altura en la parte central del área de estudio, los cuales se mantienen en 928 m al nivel del terreno, mientras que las zonas en colores rojo y naranja que van de 938-944 m corresponden a zonas elevadas (azoteas y copas de árboles).

Figura 6.6. Fotografías de comparación entre la falla Kunlún y las grietas de Zacatepec, en a) y b) se observa la apertura de las grietas en cada zona mientras que en c) y d) se observa desplazamiento lateral izquierdo.

Figura 6.7. Modelo de actividad de una falla, donde las flechas en color rojo indican la cinemática lateral izquierda. El perfil de TRE corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río Apatlaco.

Figura 6.8. Mapas regionales del área de estudio donde se señala Zacatepec con una estrella roja. En a) se muestran con color rojo los conos cineríticos alineados al norte de

Zacatepec orientados N-S. En b) se observa el mapa de edades de las estructuras volcánicas que componen al grupo Chichinautzin al cual pertenecen los conos cineríticos señalados en a). Modificada de Arce *et al.* (2013).

Figura 6.9. Mapa sintético que despliega los epicentros de sismos someros del año de 2010 a 2019 en la zona del Valle de Cuernavaca generando una alineación orientada casi N-S. La estrella roja indica la ubicación de la ciudad de Zacatepec.

Resumen

El 19 de septiembre del 2017 a las 13:14 horas tuvo lugar en el centro de México un fuerte sismo que ocasionó grandes daños y pérdidas. Este fenómeno registró una magnitud de 7.1 con epicentro en el límite entre los estados de Puebla y Morelos, 12 km al sureste de Axochiapan. Posterior a este evento sísmico, se documentaron réplicas de sismos someros sobre la zona comprendida entre el sur de la CDMX y Jojutla, Morelos. Dentro de esta zona, uno de los lugares con mayor afectación fue la colonia Lázaro Cárdenas en el municipio de Zacatepec, Morelos, donde varias edificaciones colapsaron y otras más tuvieron importantes daños estructurales, entre ellas un hospital del IMSS y tres escuelas.

Las construcciones afectadas se encuentran alineadas a lo largo de 800 m aproximadamente. El suelo presenta un intenso agrietamiento con una orientación N-S. La colonia Lázaro Cárdenas se encuentra asentada en una topografía relativamente plana y muy cercana al río Apatlaco, por lo que se infiere que el agrietamiento esté ligado a un deslizamiento de masas por asentamiento del relleno fluvial y antropogénico. Sin embargo, se analizaron dos secciones de tomografía eléctrica perpendiculares a la grieta con alcances de hasta 80 metros de profundidad, en las cuales se observan anomalías que definen estratos subhorizontales con distinta conductividad, los cuales se ven claramente interrumpidos justo debajo de la zona agrietada en superficie. La conductividad medida en este caso parece corresponder con la presencia de agua en los estratos del subsuelo, los cuales parecen corresponder a una capa impermeable y poco resistiva por debajo del río Apatlaco y a capas más conductivas, posiblemente de arenas y conglomerados de la formación Cuernavaca y depósitos aluviales. En cualquier caso, es claro que las grietas formadas en Zacatepec no son superficiales.

Para entender estas grietas a mayor escala, se utilizó interferometría de radar, en la cual se comparan señales satelitales de radar antes y después del sismo para poder documentar desplazamientos verticales del suelo posiblemente generados por el sismo. En dicho interferograma se pudo ver que hubo subsidencia sobre una

zona orientada N-S cerca de la zona afectada. Además de las fallas de Zacatepec, en la zona arqueológica de Xochicalco se formaron grietas con orientación N-S durante el mismo evento sísmico, lo cual sugiere que ocurrió extensión a una escala mayor que el municipio de Zacatepec. Dicha extensión coincide con la misma que dio lugar a conos cineríticos alineados N-S y que se distribuyen desde el norte la ciudad de Cuernavaca hasta el poblado de Tilzapotla; con edades que van de 1Ma a 80Ka. Esto sugiere que las pequeñas grietas que se abrieron son una manifestación de un fenómeno mayor que inició en el Pleistoceno.

Abstract

On September 19, 2017 at 1:14 p.m., a strong earthquake occurred in Mexico that caused great damages and losses. The earthquake was 7.1 in magnitude with epicenter in the limit between the states of Puebla and Morelos, 12 km southeast of Axochiapan. After this seismic event, shallow earthquake replicas were documented on the area between the south of Mexico City and Jojutla, Morelos. Within this area, one of the places with the greatest impact was the Lázaro Cárdenas neighborhood in the Zacatepec city, Morelos state, where several homes collapsed and others had significant structural damage, in addition to an IMSS hospital and three schools.

In the area it is observed that the affected constructions are aligned along approximately 800 m and have a strong fracturing in the ground with the same orientation that goes to the N-S. The town is located on a relatively flat topography and very close to the Apatlaco river, so it is logical to infer that the cracking is linked to a mass slide due to settlement of the river and anthropogenic landfill. However, two sections of electric tomography perpendicular to the crack were analyzed with ranges of up to 80 meters deep, in which anomalies that define subhorizontal strata with different conductivity are observed, which are clearly interrupted just below the fractured area in surface. The conductivity measured in this case seems to correspond to the presence of water in the subsoil strata, which seem to correspond to an impermeable and low-resistive layer below the Apatlaco River and to more conductive layers, possibly of sand and conglomerates of the Cuernavaca Formation

and alluvial deposits. In any case, the discontinuities formed in Zacatepec are not superficial.

To understand these fractures on a larger scale, radar interferometry was used. In this analysis radar satellite signals before and after the earthquakes were compared to be able to document vertical ground displacements possibly generated by the earthquake. In this interferogram it was possible to see that there was subsidence on an N-S oriented area near the affected area. In addition to the Zacatepec faults, in the archaeological zone of Xochicalco, cracks with N-S orientation were formed during the same seismic event, which suggests that extension occurred on a larger scale than Zacatepec city. This extension coincides with the same one that formed N-S aligned kinetic cones and that are distributed from the north of the City of Cuernavaca to the town of Tilzapotla with ages ranging from 1 My to 80 thousand years. This suggests that the small fractures that opened are a manifestation of a major phenomenon that began in the Pleistocene.

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

1.1 Introducción

Los sismos se definen como una serie de vibraciones generadas en la corteza terrestre como consecuencia de la liberación súbita de energía cinética, relacionada con actividad tectónica (Figura 1.1). Generalmente ocurren en los límites de las placas tectónicas, en los cuales éstas convergen, divergen o se deslizan una con respecto de otra. El movimiento relativo entre las placas ocurre de manera continua, pero varía episódicamente, de esta forma, durante ciertos lapsos de tiempo (p/ej. siglos) puede haber movimientos imperceptibles y súbitamente incrementarse varios órdenes de magnitud (Stein y Wysession, 2003). Aunque la ocurrencia de los sismos es muy común en los límites de placas, también se ha observado en fallas geológicas intraplaca con menor frecuencia (Sauter, 1989). Los sismos intraplaca suelen ser menos profundos y de menor magnitud, aunque pueden resultar igualmente destructivos que los sismos interplaca (Kostoglodov y Pacheco, 1999).

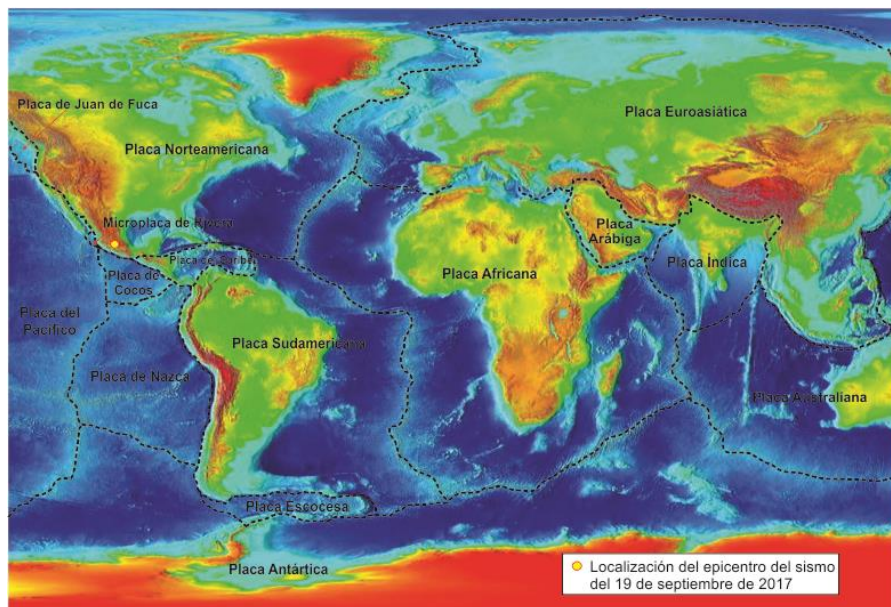


Figura 3.1. Mapa altimétrico tectónico del mundo que muestra la localización de las placas principales y el epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2017. Modificada de *National Geophysic Data Center*.

Cuando se produce un sismo, parte de la energía liberada se dispersa en forma de ondas sísmicas u ondas elásticas, las cuales se propagan a partir del hipocentro que también es conocido como foco, donde se genera el sismo, las ondas se clasifican en un inicio como ondas de cuerpo y ondas superficiales (Sauter, 1989). Las ondas de cuerpo pueden viajar en el interior sólido de la corteza y se catalogan como ondas P (Primarias) y ondas S (Secundarias), cuyo nombre se atribuye a que son las primeras y segundas en arribar (Herraíz, 2011). Las ondas P, también son denominadas longitudinales o de compresión, mientras que las ondas S son conocidas como transversales o de cizalla. A diferencia de las ondas P, las ondas S no pueden transmitirse a través de un fluido. En el caso de las ondas superficiales, existen dos tipos: ondas L (Love) y ondas R (Rayleigh), los cuales viajan cerca de la superficie terrestre a una profundidad restringida de aproximadamente 30 kilómetros (Sauter, 1989).

México es un país que ha sido afectado por una gran cantidad de eventos sísmicos a lo largo de la historia, la razón es la cercanía que tiene con varios límites de placa importantes. Por ejemplo:

1) El límite convergente entre la placa de Cocos, la microplaca de Rivera y la placa de Norteamérica (Espíndola, 2006) (Figura 1.2), el cual se extiende sobre la costa pacífica, desde Jalisco hasta Chiapas, donde han tenido lugar sismos importantes para la historia de México. Por mencionar los más representativos, se encuentran:

a) El sismo de Jalisco de magnitud de 8.2, ocurrido el 3 de junio de 1932 que generó una ruptura sobre la zona de contacto entre la microplaca de Rivera y el Bloque Jalisco (Núñez, 2011). Este sismo es recordado porque una de sus réplicas ocasionó un devastador tsunami que destruyó aproximadamente 25 km de costa (Figura 1.3). b) El sismo del 28 de julio de 1957 mejor conocido como “Terremoto del Ángel”, tuvo una magnitud de 7.7 y su epicentro en el puerto de Acapulco, Guerrero, a una profundidad de 25 km. Dicho sismo causó fuertes daños en la Ciudad de México (Reporte del SSN). Finalmente, c) el gran terremoto de 1985, el cual tuvo una magnitud de 8.0 y un epicentro en las costas de Michoacán. Este

sismo causó gran destrucción y grandes pérdidas tanto de vidas humanas como materiales debido a que afectó significativamente a la Ciudad de México.

2) El límite transcurrente entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe en cuyo límite corresponde al sistema de fallas Motagua-Polochic en Guatemala y en Chiapas al sur de México (Rosenblueth *et al.*, 1992). En este límite de placas ocurrió el sismo del 4 de febrero de 1976, mismo que registró una magnitud de 7.5 a una profundidad de 5 km, muy cerca de la ciudad de los Amates, Guatemala. Dicho sismo fue altamente destructivo en Guatemala y también fue percibido en territorio mexicano, el movimiento ocasionó una ruptura a lo largo de 230 km sobre la falla Motagua, así como la activación de fallas secundarias, entre ellas la falla de Mixco.

3) El límite transcurrente-extensional entre la placa del Pacífico y la placa de Norteamérica (Figura 1.2), el cual ha causado la separación de la península de Baja California del resto de la República Mexicana, el cual continúa hacia el norte sobre la falla de San Andrés, donde se han registrado una gran cantidad de sismos.

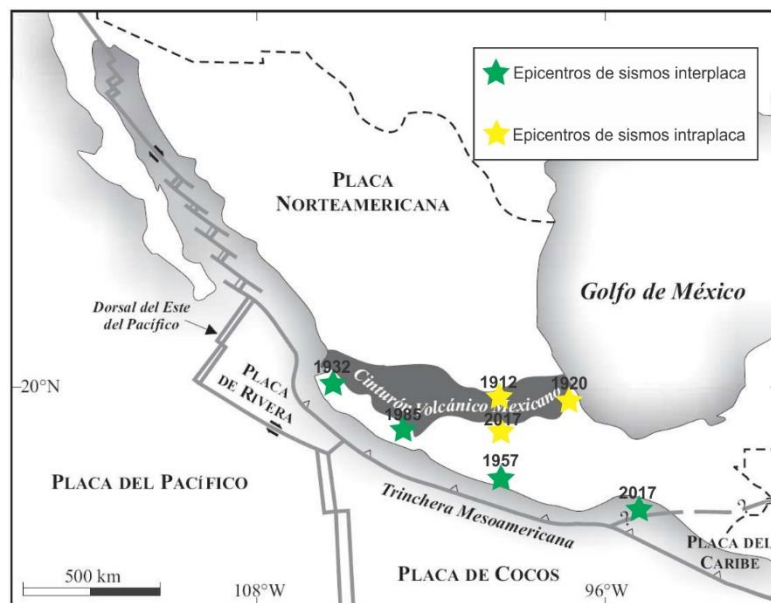


Figura 1.4. Mapa tectónico sintético que muestra los límites de placas principales que se observan en México y los epicentros de los sismos representativos a lo largo de la historia con el año en que ocurrieron. Modificada de Franco *et al.* (2007).



Figura 1.3. Construcción dañada por el sismo de 1932 (Reporte del SSN).

En contraste, los terremotos históricamente importantes de tipo intraplaca en México, incluyen: 1) el ocurrido el 19 de noviembre de 1912 en el poblado de Acambay, Estado de México, 80 km al noroeste de la Ciudad de México. Este sismo registró una magnitud de 6.9 ocasionando graves daños y pérdidas en la zona (Figura 1.4), el sismo estuvo asociado con el sistema de fallas Acambay-Tixmadejé y la falla de Pastores, las cuales limitan al graben de Acambay, cuya longitud es de aproximadamente 40 km, y 2), el sismo suscitado el 3 de enero de 1920 cuyo epicentro se localizó en el municipio de Quimixtlán, Puebla, el cual afectó severamente la ciudad de Xalapa y otros poblados como Orizaba, Córdoba, Huatusco entre otros en el mismo estado de Veracruz. Este fenómeno sísmico tuvo una magnitud de 6.4 y se asocia a una falla activa local relativamente somera, la cual no presentó una manifestación superficial o indicios de su actividad sobre una extensión más allá del área de desastre, por lo cual no pudo ser caracterizada (Suárez, 1991). Este sismo ocasionó importantes daños materiales y pérdidas de miles de vidas humanas (Figura 1.5) (Reportes del SSN).



Figura 1.4. Imágenes del sismo de Acambay de 1912 (Reporte del SSN).

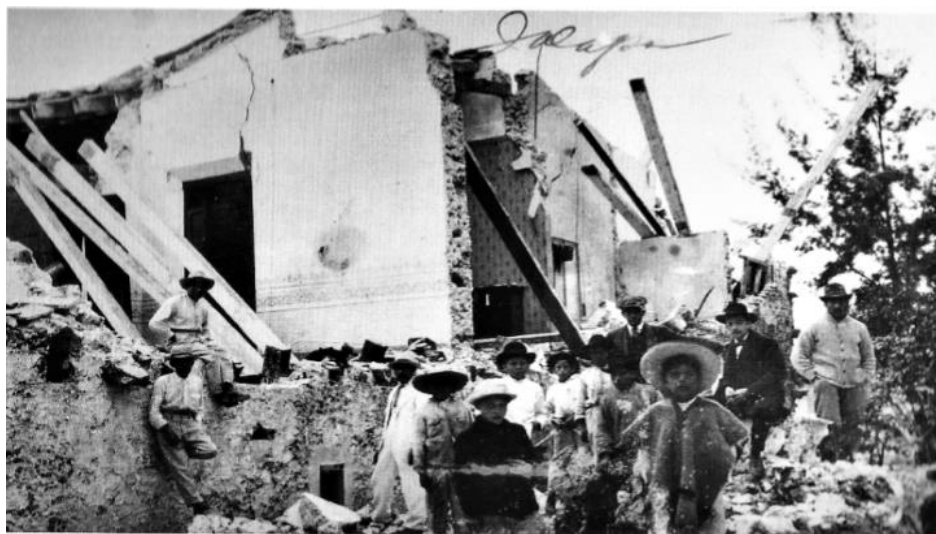


Figura 1.5. Fotografía de los daños que causó el sismo de Xalapa en 1920 (Reporte del SSN).

En 2017, ocurrieron dos sismos muy fuertes en nuestro país: el primero de ellos ocurrió el 7 de septiembre a las 23:49 horas, con una magnitud de 8.2 y epicentro localizado en el Golfo de Tehuantepec en Chiapas, a una profundidad de 45.9 km. Este sismo fue percibido en el centro y sur de la República Mexicana ocasionando daños considerables a su paso. El segundo sismo y en el cual se basa este trabajo, ocurrió el 19 de septiembre a las 13:14 horas, mismo que registró una magnitud de

7.1 y epicentro en los límites de los estados de Puebla y Morelos, a una profundidad de 57 km, y a 120 km de la Ciudad de México. Ambos sismos son de profundidad intermedia, se localizaron en la placa en subducción y sus mecanismos focales sugieren que causaron fallas normales con rumbo de 311° y 112° y echado de 84.4° y 46° , respectivamente. El sismo del 19 de septiembre ocasionó fuertes daños en los estados Puebla, Guerrero, Morelos y la Ciudad de México (Reporte del SSN, 2017).

En el municipio de Zacatepec de Hidalgo, en Morelos se reportó una importante cantidad de daños derivados de la formación de grietas en el suelo durante el sismo (p/ej. el colapso de algunas viviendas y daños estructurales en otras). Por la ubicación de las viviendas a un costado del río Apatlaco, es conveniente elaborar un estudio en el área para determinar el fenómeno geológico que generó el agrietamiento al oriente de Zacatepec, lo cual es la finalidad de esta tesis.

1.2 Localización

La zona de estudio se encuentra ubicada al sur de la República Mexicana, en la porción norte de la plataforma Morelos-Guerrero y está cubierta por depósitos recientes del sector central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Ferrari, 2000), en la porción central-oeste del estado de Morelos en el municipio de Zacatepec de Hidalgo, el cual es colindante al norte con Puente de Ixtla y Tlaltizapán, al este con Tlaltizapán y Jojutla, al oeste con Jojutla y Puente de Ixtla y al sur con Jojutla. Los estudios a detalle se localizan específicamente en el área este del municipio, al sur de la colonia Lázaro Cárdenas la cual se señala con un recuadro rojo de coordenadas $14Q\ 479452.87$, 2062623.85 al NE (esquina superior derecha) y $14\ Q\ 479051.90$, 2061995.47 al SW (esquina inferior izquierda) en el mapa de la Figura 1.6.

Para llegar a la zona de estudio desde la Ciudad de México, puede tomarse la autopista de cuota México 95 o la carretera federal a Cuernavaca, hasta llegar a la desviación que va a Xochitepec-Chiconcuac, después tomar el camino hacia

Tejalpa-Zacatepec/ Tejalpa- Jojutla hasta llegar al municipio de Zacatepec de Hidalgo.

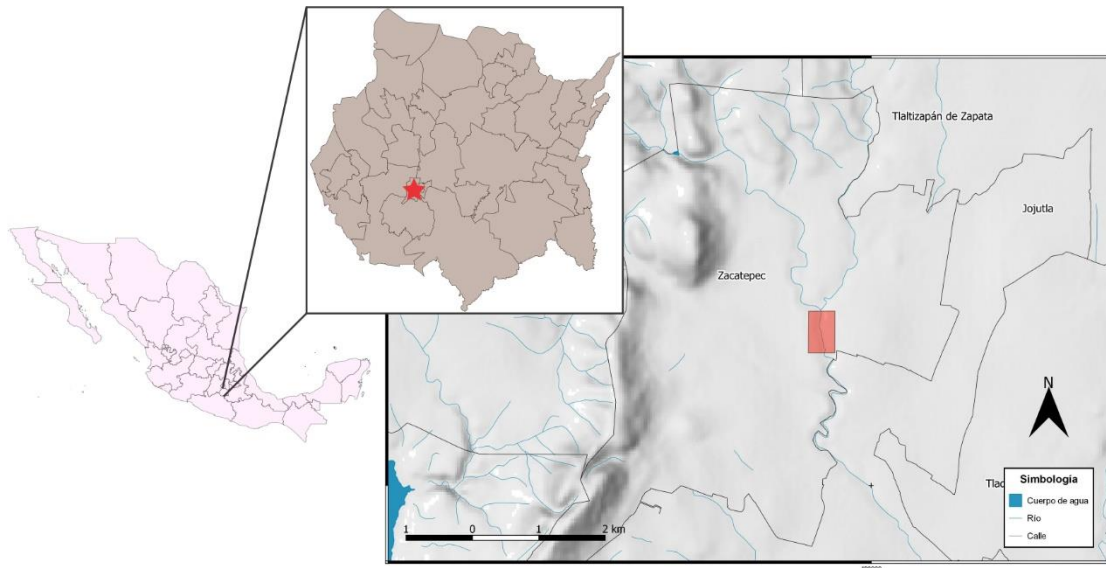


Figura 1.6. Mapa de localización del área de estudio, la cual se señala en el rectángulo rojo.

1.3 Hipótesis

A partir de las observaciones en las viviendas e inmuebles que resultaron dañados por el sismo del 19 de septiembre de 2017 se registraron grietas generadas en el suelo, donde las más representativas se localizaron en la ciudad de Zacatepec, contenidas en una franja de orientación N-S. Dichas grietas presentan una continuidad de cientos de metros (~800 m), desplazamientos centimétricos (de hasta 10 cm), los cuales fueron ocasionados por los movimientos propios del sismo. Por lo tanto, al analizar las condiciones tectónicas, sísmicas, geológicas, geomorfológicas, y climáticas del área de estudio. Así como al elaborar un análisis a una escala regional y local, en donde tomando en cuenta todos los rasgos antes mencionados sea posible explicar si el agrietamiento en la ciudad de Zacatepec se generó por compactación superficial del suelo, deslizamiento gravitacional, o activación o reactivación de fallas geológicas locales.

1.4 Objetivos generales

Esta tesis tiene como objetivo principal la documentación de las fracturas y grietas formadas en el suelo durante el sismo del 19 de septiembre de 2017. Además, se pretende proponer un fenómeno geológico que justifique la formación de dichas grietas en el área de Zacatepec, Morelos, específicamente en la colonia Lázaro Cárdenas.

1.5 Objetivos específicos

Con base en el mapeo de grietas en el campo, medición de fracturas en el suelo de edificaciones afectadas y el análisis de técnicas indirectas tales como perfiles de tomografía de resistividad eléctrica y mapas de subsidencia derivados de la interferometría de radar se pretende sugerir acciones de remediación y prevención que brinden seguridad a los habitantes de la zona a largo plazo.

1.6 Metas

- Mapa de fallas y fracturas a partir de las observaciones realizadas en campo.
- Mapa de subsidencia por interferometría del área de estudio
- Perfiles de tomografía eléctrica en Zacatepec

1.7 Justificación

Esta tesis resulta de gran interés para los habitantes de los municipios de Emiliano Zapata, Chiconcuac, Tepetzingo, Xochitepec, Jojutla y especialmente para el municipio de Zacatepec de Hidalgo donde tuvo lugar un fuerte agrietamiento en el suelo, mismo que se documenta en este trabajo. Con la finalidad de desarrollar medidas preventivas, es importante informar a los damnificados por el sismo del 19 de septiembre de 2017 qué clase de fenómeno geológico generó estos daños en sus viviendas lo cual es la finalidad de este trabajo.

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Para entender el contexto geológico del área de estudio se llevó cabo la revisión de la geología del sur del estado de Morelos, para lo cual se tomó como base el trabajo de Carl Fries Jr. (1960) y la carta geológico minera Cuernavaca (E14-5) escala 1:250000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM), complementado con reconocimiento en campo de las unidades litoestratigráficas y estructuras mayores del área, así como observaciones y levantamientos estructurales más detallados, en puntos específicos, lo cual permitió mejorar la exactitud del mapa. En las siguientes secciones se resume la información geológica más relevante del área estudiada.

2.1 Estratigrafía

Las unidades más antiguas de la columna estratigráfica que afloran en el estado de Morelos incluyen a rocas metamórficas de bajo grado del Paleozoico (formación Cosoltepec del Complejo Acatlán) y del Cretácico Temprano (Roca Verde Taxco El Viejo y Esquisto Taxco; Campa-Uranga *et al.*, 2012), las cuales incluyen esquisto de sericita de grano fino a medio con cuarzo, feldespato, albita, magnetita, limonita y muscovita. Además de estas unidades, por debajo de la formación Morelos, cerca de su margen oriental, aflora la formación Zicapa, una sucesión de lechos rojos intercalados con lavas de composición andesítica (De Cserna *et al.*, 1980), la cual tiene una edad del Cretácico Temprano (Sierra Rojas *et al.*, 2014).

Por encima de estas rocas se observan las unidades que se describen a continuación:

2.1.1 Formación Xochicalco

Esta unidad está constituida en la parte basal por capas de caliza cuyo espesor varía de 10 centímetros hasta 1 metro, las capas más delgadas muestran una laminación fina con variaciones en el tamaño de grano. En la parte superior se observan capas de pedernal de 1 a 15 milímetros de espesor intercaladas con caliza de forma abundante además de lutita de color gris oscuro a negro. Este paquete de rocas aflora desde la zona arqueológica de Xochicalco hasta el cerro de Colotepec y hacia el sur cercano a la carretera Alpuyecá-Cacahuamilpa en un área aproximada de 9 kilómetros cuadrados con un espesor promedio de 300 metros. Las rocas de la formación Xochicalco están fechadas en el Aptiano por medio del análisis de microfósiles (Bonet, comunicación oral en Fries, 1960).

2.1.2 Formación Morelos

La base de la Formación Morelos se caracteriza por la presencia de un miembro basal de anhidrita laminada de color blanco a gris oscuro. En su exposición superficial hay presencia de yeso. La Fm. Morelos también está compuesta por una sucesión de caliza y dolomía interestratificada por arriba de la anhidrita. Dicha intercalación evidencia la presencia de pedernal dispuesto en lentes, nódulos y granos además de fragmentos de algunos fósiles silicificados. Esta unidad se localiza en la porción oriente y sureste del área de estudio entre el lago de Tequesquitengo a Iguala (Fries, 1960).

La Formación Morelos tiene un espesor aproximado de 900 metros, en los cuales los macrofósiles no son abundantes. Sin embargo, su edad ha sido constreñida con el contenido de miliólidos entre el Albiano medio y el Cenomaniano (Hernández-Romano y Aguilera-Franco., 1998).

2.1.3 Formación Cuautla

La litología de la Formación Cuautla se divide en tres facies principales: 1) Una sucesión de capas gruesas y medianas de caliza que consiste en facies de banco siendo la más abundante en la zona. 2) Una sucesión delgada de caliza laminada de espesor delgado a medio, donde las capas gruesas de caliza están compuestas por lutita calcárea, limolita calcárea y calcarenita con espesores mayores a 20 centímetros, hay presencia de nódulos, lentes y fragmentos amorfos de pedernal entre las superficies de estratificación, además de conglomerado en estratos de espesor variable que va de 5 a 50 centímetros, cuyos componentes son clastos producto de la erosión de caliza y dolomita de la Formación Morelos, fragmentos de pedernal y de foraminíferos. Por último. 3) una sucesión menor de caliza clástica de espesor medio a delgado el cual se intercala con limolita calcárea, calcarenita y lutita calcárea en menor cantidad, donde contrariamente a la facies anterior, hay una cantidad mayor de materiales arcillosos.

Estas rocas representan claramente depósitos costeros y se encuentran distribuidas en las serranías al poniente de esta ciudad y hacia el sur y poniente de Iguala como una unidad de caliza delgada, al sureste y oeste de la misma ciudad como facies de banco calcáreo. De igual manera, se extiende desde el oeste y norte de Morelos hasta el sur oeste de Puebla hasta la parte centro y oeste de Hidalgo. La Formación Cuautla tiene un espesor máximo de 750 m. Su base pertenece al Turoniano temprano mientras que la cima al Turoniano tardío.

2.1.4 Formación Mexcala

La Formación tiene una litología variable que incluye hacia su base capas delgadas de caliza arcillosa o limolita. Sobre esta unidad de caliza yace una intercalación de lutita y limolita calcárea con escasa arenisca. Las capas de grano fino presentan laminación, mientras que las capas de grano grueso presentan estratificación cruzada. De igual manera en las superficies de estratificación también es posible observar rizaduras. En capas más jóvenes se observa un conglomerado de grano

fino de espesor de pocos centímetros. La Formación Mexcala se encuentra bien expuesta en algunas zonas al suroeste de Taxco y cerca de la carretera Amacuzac-Taxco en el Km. 137. También se extiende desde el sur del cerro Barriga de Plata hasta el cerro de Santa María continuando al sur por el cauce del río Chinameca. Otros buenos afloramientos se localizan hacia el oeste y suroeste del cerro de Jojutla.

Su espesor promedio es de hasta 1200 metros. Estudios de micropaleontología para determinar la edad indican que esta unidad se depositó entre el Turoniano tardío al Coniaciano. Finalmente, para su cima se estimó una edad del Campaniano-Maastrichtiano.

2.1.5 Grupo Balsas

El Grupo Balsas está compuesto por capas de conglomerado, arenisca y limolita, con intercalaciones de ignimbrita silícica y flujos de lava andesítica (Fries 1960, Monter-Ramírez, 2004). Fries (1960) considera siete litologías que lo conforman. Sin embargo, en trabajos más recientes se agrupan únicamente cuatro unidades: dos de origen sedimentario y dos de origen piroclástico. La unidad basal, está definida como la Formación Tepetlapa, la cual está dominada por lechos de arenisca con intercalaciones de limolita y conglomerado matriz soportado, seguida por las dos unidades piroclásticas descritas como: Toba Tecalco y Toba Piedras Altas, respectivamente. Por último, la unidad sedimentaria superior se definió como Formación Huajintlán y está compuesta por un conglomerado con matriz arenosa gruesa (Morán-Zenteno *et al.*, 2007).

El Grupo Balsas tiene un espesor variable por depositarse sobre una topografía abrupta. Sin embargo, su espesor máximo estimado hasta ahora es de aproximadamente 2,500 metros. Debido a que esta unidad carece de fósiles, su edad no ha sido determinada con precisión. Sin embargo, al encontrarse sobre la Fm. Tetelcingo del Maestrichtiano en la cuenca del Balsas (De Cserna, 1980) y estar cubierta por la Ignimbrita Tilzapotla al sur del área de estudio, la cual tiene una edad

máxima de 36 Ma (Martiny *et al.*, 2013). En otro trabajo, se reportan edades obtenidas por medio de K-Ar correspondientes a lavas basálticas de 68.8 ± 2.4 Ma y tobas con biotita de 66 ± 2.3 Ma intercaladas desde la base hasta la parte media de la unidad por lo cual se considera de edad paleógena (Ortega-Gutiérrez, 1980 en Cerca *et al.*, 2007).

2.1.6 Ignimbrita Tilzapotla

Esta unidad se compone por una brecha tobácea de grano grueso de color pardo rojizo bien cementada. Tiene un espesor de aproximadamente 250 metros y se encuentra distribuida en las cercanías del poblado Tilzapotla al sur del lago de Tequesquitengo y del río Amacuzac. Otra litología que compone a la Formación Tilzapotla es una toba de composición dacítica bien consolidada, la cual yace debajo de toba riolítica de grano fino. Finalmente, en la superficie se observan corrientes de lava. Este conjunto de rocas tiene un espesor de 150 metros, y se ubica en la zona comprendida entre Acuitlapán y Taxco. La Formación Tilzapotla incluye una sucesión volcánica (antes Grupo Buenavista, Fries, 1960), la cual contiene corrientes de lava, brecha, y toba de composición andesítica principalmente, además de basalto, dacita y riolita hacia la superficie en menor abundancia. Esta sucesión alcanza un espesor de alrededor de un kilómetro y se distribuye unos kilómetros al sur del poblado de Tilzapotla y hasta 20 kilómetros hacia el sur, al oriente de Iguala, constituyendo un macizo montañoso al norte y noroeste de Taxco. La edad de la Ignimbrita Tilzapotla se estima en 36 Ma de acuerdo con el fechamiento de circones del Plutón máfico de Chautle (Martiny *et al.*, 2013).

2.1.7 Formación Tepoztlán

La Formación Tepoztlán está constituida por depósitos de corrientes piroclásticas cuya composición varía de andesítica a riolítica. Dichos depósitos contienen 5 unidades litológicas principales: 1) intercalación de lavas, 2) capas de toba masivas

y con laminación cruzada, 3) brecha tobácea, 4) areniscas tobáceas y conglomerados y 5) tobas limosas y lutitas (Lenhardt *et al.*, 2010).

La formación Tepoztlán aflora aproximadamente 3 km hacia el norte y otros 3 km hacia el sur del poblado de Tepoztlán continuando al oriente hacia San Agustín, donde se observa altamente erosionada, con una buena exposición de su contacto superior con corrientes de lava más jóvenes pertenecientes al Grupo Chichinautzin (Fries, 1960).

La edad de la Formación Tepoztlán se estimó inicialmente considerando la edad de las formaciones infra y suprayacentes a falta de fósiles, revelando una edad de 21.6 a 7.5 Ma (García-Palomo *et al.*, 2000). Posteriormente, Lenhardt y colaboradores estiman un rango de edad de 22.8 a 18.8 Ma mediante fechamientos K-Ar y Ar-Ar. Con base en lo anterior, la formación Tepoztlán se subdivide en tres miembros según su proceso deposicional; a) Miembro Malinalco (22.8-22.2 Ma), cuyo origen es predominantemente fluvial, b) Miembro San Andrés (22.2-21.3 Ma) de origen volcánico y c) Miembro Tepozteco (21.3-18.8 Ma), originado por un proceso de *mass-flow* (Lenhardt *et al.*, 2010).

2.1.8 Andesita Zempoala

El volcán Zempoala (Arce *et al.*, 2008) antes Andesita Zempoala (Fries, 1960) es un volcán que forma parte de la Sierra de las Cruces, misma que limita a la Cuenca de México en la parte oeste. Esta sierra presenta una migración de la actividad volcánica, siendo Zempoala el volcán más al sur de la sierra y uno de los más jóvenes, con edades de 1.0 a 0.4 Ma (Arce *et al.*, 2019). Se caracteriza por una interestratificación de corrientes de lava, brecha volcánica, toba, y algunos estratos que provienen de flujos de lodo o lahares de composición andesítica y dacítica que están compuestos por partículas volcánicas angulosas contenidas en una matriz de grano fino. La unidad se encuentra distribuida al sur y suroeste de Huitzilac hasta la cumbre del cerro Zempoala y las lagunas que llevan el mismo nombre. Tiene un espesor total de aproximadamente 800 metros.

Los derrames y flujos de detritos del volcán Zempoala se encuentran sobre la formación Tepoztlán de manera concordante. Sin embargo, su edad fue estimada en 0.7 Ma por medio del método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Arce *et al.*, 2008).

2.1.9 Formación Cuernavaca

La Formación Cuernavaca se distribuye en un gran abanico aluvial (Figura 2.1), cuyo ápice desciende desde las lagunas de Zempoala y sus depósitos distales llegan hasta el río Amacuzac. La parte más ancha de este abanico supera los 15 km. Los depósitos que conforman este abanico están dominados por conglomerado con clastos volcánicos de composición andesítica y conforme se avanza hacia el sur, las capas se van adelgazando hasta alcanzar algunos centímetros de espesor. Por lo general este conglomerado es común en las zonas de mayor altitud de esta unidad. Por el contrario, en zonas que no pertenecen a los altos topográficos, se observa conglomerado de grano fino compuesto de arena y limo, existen también depósitos de marga y tierra diatomácea además de depósitos de travertino aislados. Esta formación también incluye a los depósitos clásticos que fueron transportados por corrientes de agua generadas por lluvias fuertes, depositándose en forma de abanicos aluviales poco consolidados principalmente en la cuenca hidrológica del río Amacuzac extendiéndose alrededor de 60 kilómetros hacia el oriente y 25 kilómetros al noroeste de Cuautla. Su espesor promedio va de 200 a 300 metros dependiendo de la zona. Con respecto a su relación temporal con otras unidades, la edad establecida para la formación Cuernavaca data del Plioceno tardío al Pleistoceno temprano (Fries, 1960).

2.1.10 Grupo Chichinautzin

El Grupo Chichinautzin (Fries, 1960) o Campo Volcánico Chichinautzin está compuesto por más de 220 estructuras volcánicas, las cuales se agrupan actualmente en cuatro campos volcánicos monogenéticos: 1) Grupo Volcánico

Monogenético Peñón (PMVG), 2) Grupo Volcánico Monogenético Chichinautzin antiguo (CMVG antiguo), 3) Grupo Volcánico Monogenético Chichinautzin joven (CMVG joven) y 4) Grupo Volcánico Monogenético Sierra Santa Catarina (SSC), (Jaimes-Viera *et al.*, 2018). Las rocas características del Grupo Chichinautzin son basalto, traquibasalto, andesita y dacita (Arce *et al.*, 2013), las cuales se encuentran dispuestas como corrientes de lava de tipo *aa* y *pahoehoe*, estratos de toba, brecha, y clastos depositados por corrientes de agua. El Grupo Chichinautzin se distribuye hacia el norte limitando con el valle de México y al sur con el valle de Cuernavaca (Figura 2.1), al oeste con el Nevado de Toluca mientras que su porción este limita con la Sierra Nevada (Velasco-Tapia *et al.*, 2001).

El espesor del Grupo Chichinautzin, no está muy bien definido, debido a que es variable dependiendo del área de emplazamiento, el espesor máximo reportado es de 1800 metros (Fries, 1960). Por otra parte, los límites cronológicos del grupo no se habían estimado a detalle hasta hace poco, donde la edad propuesta para el Campo Volcánico Chichinautzin basada en análisis de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de roca total, geoquímica, análisis isotópicos y datos de campo va de 1.2 a Ma al Reciente (Arce *et al.*, 2013 y Viera *et al.*, 2018).

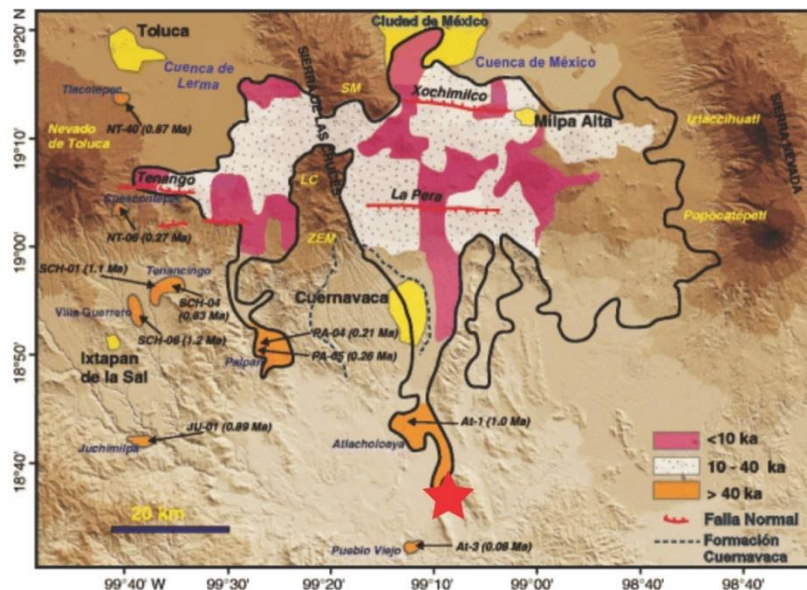


Figura 2.1. Mapa regional de distribución de productos del Campo Volcánico Chichinautzin donde se observa con una línea punteada la distribución del abanico aluvial de la Fm. Cuernavaca y el área de estudio señalada con una estrella roja. Modificada de Arce *et al.* (2013).

2.1.11 Depósitos recientes

Aquí se agrupan todos los depósitos clásticos de origen continental del Pleistoceno y Reciente generados por el bloqueo del desagüe que generó el emplazamiento del Grupo Chichinautzin además de la formación de poljes y dolinas en el área de estudio a causa de la disolución de carbonatos y anhidrita cretácicos. El espesor de estos depósitos no es muy grande debido a que son muy recientes en comparación con el resto de las unidades antes descritas, alcanzando alrededor de 30 m únicamente. Cabe mencionar que tanto suelos como caliche y otros depósitos menores no están incluidos en este grupo.

Las formaciones geológicas antes descritas se muestran en la columna estratigráfica de la Figura 2.2 así como su distribución en la región de estudio en el mapa y la sección geológica de la Figura 2.3.

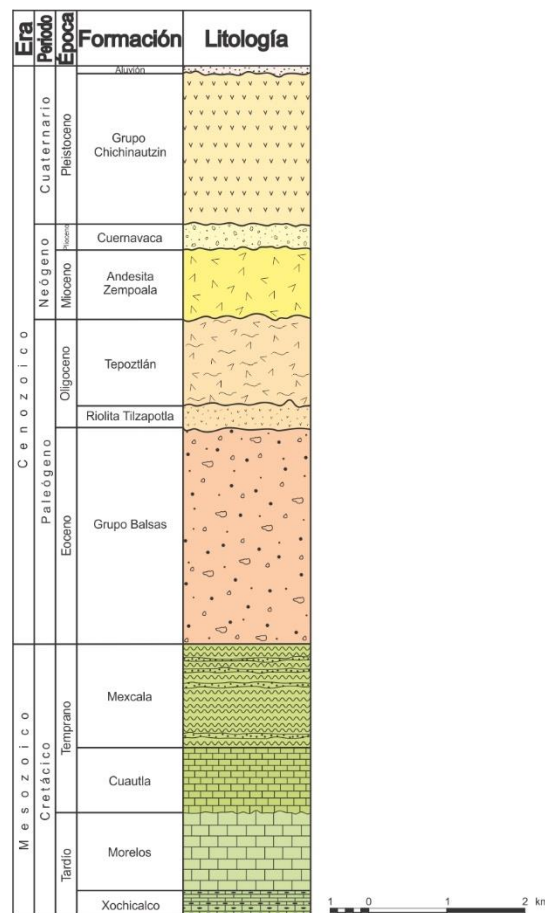


Figura 2.2. Columna estratigráfica del área de estudio. Modificada de Fries (1960).

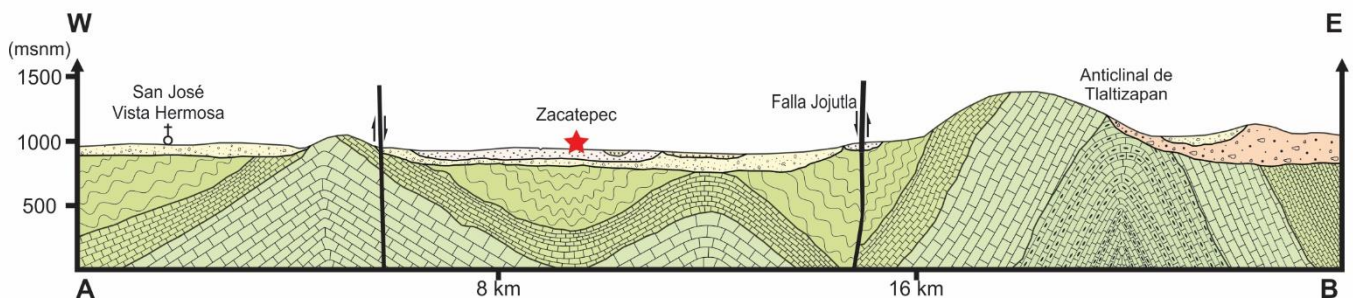
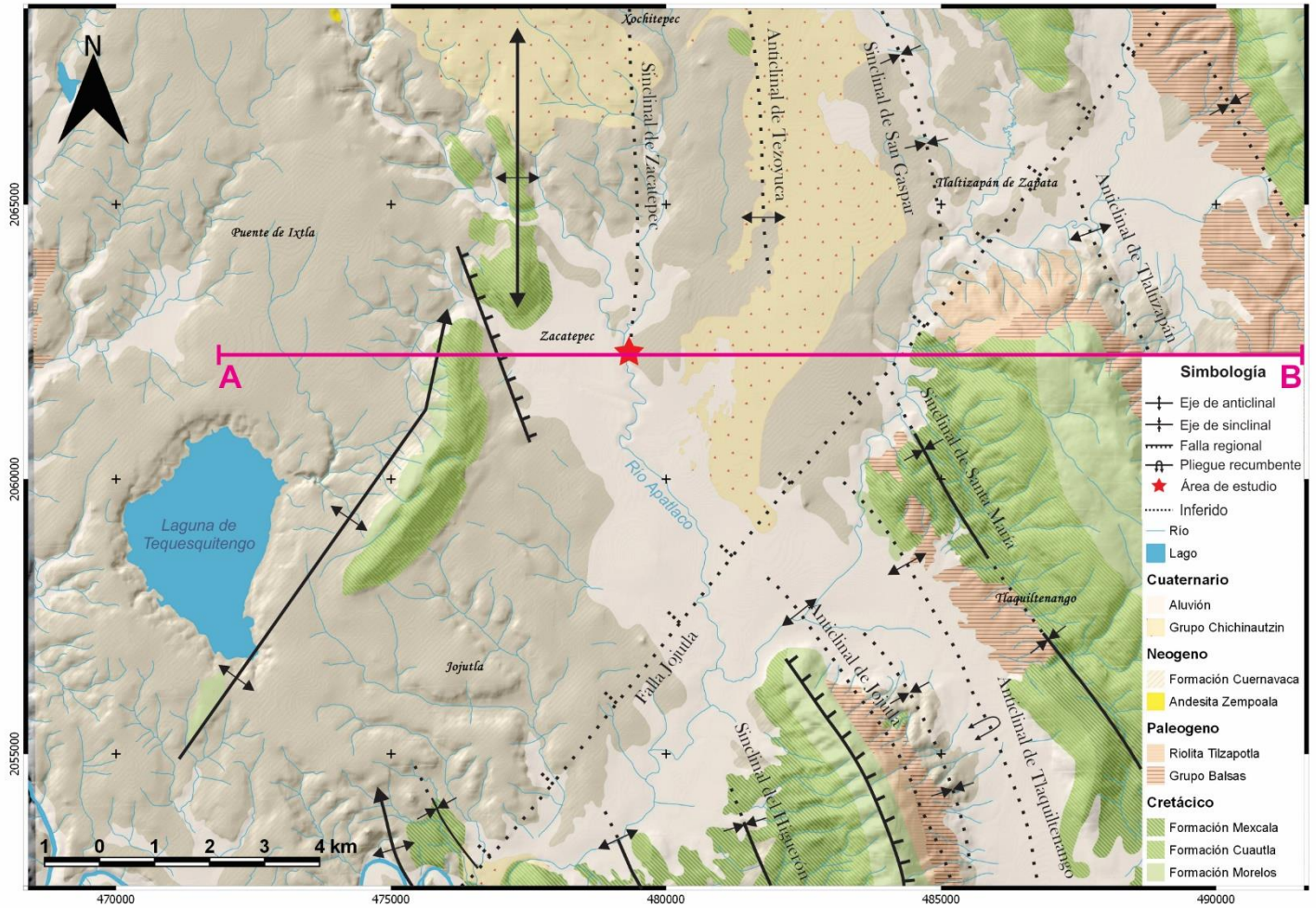


Figura 2.3. Mapa geológico regional del área de estudio en el cual se señala con una estrella roja a la colonia Lázaro Cárdenas en Zacatepec, así como la sección AB que se muestra en la parte inferior del mapa. Modificada de Fries (1960).

2.2 Geomorfología

Actualmente una gran extensión del terreno en el estado de Morelos se caracteriza por una topografía dominada por grandes llanuras aluviales, las cuales son limitadas al norte por la sierra volcánica de Chichinautzin y la Sierra Nevada del Iztaccihualt-Popocatepetl, disectadas al oriente y sur de Cuernavaca por sierras orientadas N-S y NW-SE, las cuales exponen a rocas Cretácicas en núcleos de anticlinales (p/ej. los anticlinales de Tecumán y Colotepec, respectivamente). Una buena parte de estos valles es rellenada por abanicos aluviales de la Formación Cuernavaca. Algunos procesos de inundación en la región y finalmente el sepultamiento de una topografía preexistente más abrupta que la actual, las llanuras van de 3° a 5° de inclinación desde la parte norte del mapa y otras más de 1° a 2° hacia el sur (Figura 2.2). Buena parte del material que está presente en estas llanuras aluviales proviene de las erupciones volcánicas características del Grupo Chichinautzin, el cual incluye flujos de lava y flujos piroclásticos y de escombros que se depositaron en la zona durante el Pleistoceno.

Hacia el norte de Yautepec, la morfología que predomina es controlada principalmente por corrientes de lava basáltica, las cuales se extienden hasta Amacuzac y pasan por Jojutla. Se localizan otras corrientes rellenando el valle de Cuernavaca y otras más cuya trayectoria sigue por el valle contiguo al río Yautepec continuando hasta el sur del municipio que lleva este nombre. A lo largo del valle con orientación N-S, el cual se extiende desde el norte de Cuernavaca pasando por Jiutepec, Emiliano Zapata, Chiconcuac, Zacatepec y hasta Jojutla, el grosor de las corrientes de lava, junto con brecha y toba basáltica se encuentra en un rango de 1200 a 1500 m y sobre esta superficie se observan una serie de conos cineríticos más jóvenes cuya edad no supera un millón de años (Arce *et al.*, 2013). Sobre toda esta superficie relativamente joven, se integra una red de drenaje poco evolucionada, es decir, que está localmente bloqueada debido a la presencia de planicies en el terreno, así mismo cambia por completo en los conos cineríticos y corrientes de lava que son de mayor edad (Fries, 1960).

Otro tipo de formas en el relieve que se identifican en la región son: 1) Las montañas no cubiertas por la Formación Cuernavaca, las cuales exhiben una apariencia angular cuando están formadas por lutitas, rocas volcánicas o rocas clásticas de edad pre-pliocénica y, por el contrario, una apariencia más redondeada en caso de estar formadas por caliza. 2) Los valles con orientación preferencial al N y NW el cual coincide con la orientación de las estructuras cretácicas que yacen debajo, y por lo general coinciden con los ejes de pliegues. 3) Las estructuras generadas por disolución de rocas carbonatadas forman relieves cársticos. Las formas más comunes que se observan son poljes desarrollados en capas de caliza cretácicas y rellenos por la Formación Cuernavaca. El más conocido en la región es el de Tequesquitengo, aunque también están El Rodeo, Coatetelco, Tuxpan, y todos ellos están ocupados por lagos. Sin embargo, existen otros más que no contienen agua en el interior, estos se encuentran al poniente de Alpuyeca, al sur de Xochitepec, al poniente y norte de Puente de Ixtla y al oriente del municipio de Tlaltizapán. Además de poljes, otras estructuras por disolución de carbonatos presentes en la región son las dolinas. Se observan cuatro dolinas sobre la Ignimbrita Tilzapotla, 2 km al noreste del poblado de Tilzapotla, también existen otras de menor tamaño a lo largo de todo el terreno calizo y específicamente cerca de Cacahuamilpa. En conjunto, las dolinas y los poljes antes mencionados tienen una edad posterior al Pleistoceno. Sin embargo, puede que algunos se formaran con anterioridad. La disolución de carbonatos también ha ocasionado el derrumbe de algunos flancos en pendientes pronunciadas, así como la formación de algunos ríos subterráneos, donde los más representativos son Chontalcoatlán y San Jerónimo, mismos que al encontrarse forman el río Amacuzac. Otra estructura generada por los fenómenos de disolución de rocas carbonatadas son estructuras de *karren*, en las cuales los surcos no superan el metro de profundidad, y son aprovechados por los habitantes para llevar a cabo actividades agrícolas de gran importancia para la región. Finalmente, 4) dos de los manantiales más grandes de la zona son Las Estacas, con un gasto aproximado de 6000 litros por minuto, y La Fundición, mismo que cuenta con un gasto de 3000 litros por minuto (Fries, 1960), aunque estas cifras pudieron

modificarse posteriormente al sismo del 19 de septiembre de 2017 (p/ej. el manantial Agua Hedionda cuyo gasto se redujo después del sismo).

2.3 Geología estructural

En cuanto a estructuras geológicas en el área, las hay de varias edades, estilos, escalas y regímenes tectónicos (p/ej. extensionales y contraccionales). En las siguientes secciones se describen dos grupos de estructuras: las antiguas, es decir, miocénicas y más antiguas, y recientes o post miocénicas. Las estructuras geológicas observadas en el terreno se muestran en el mapa de la Figura 2.3.

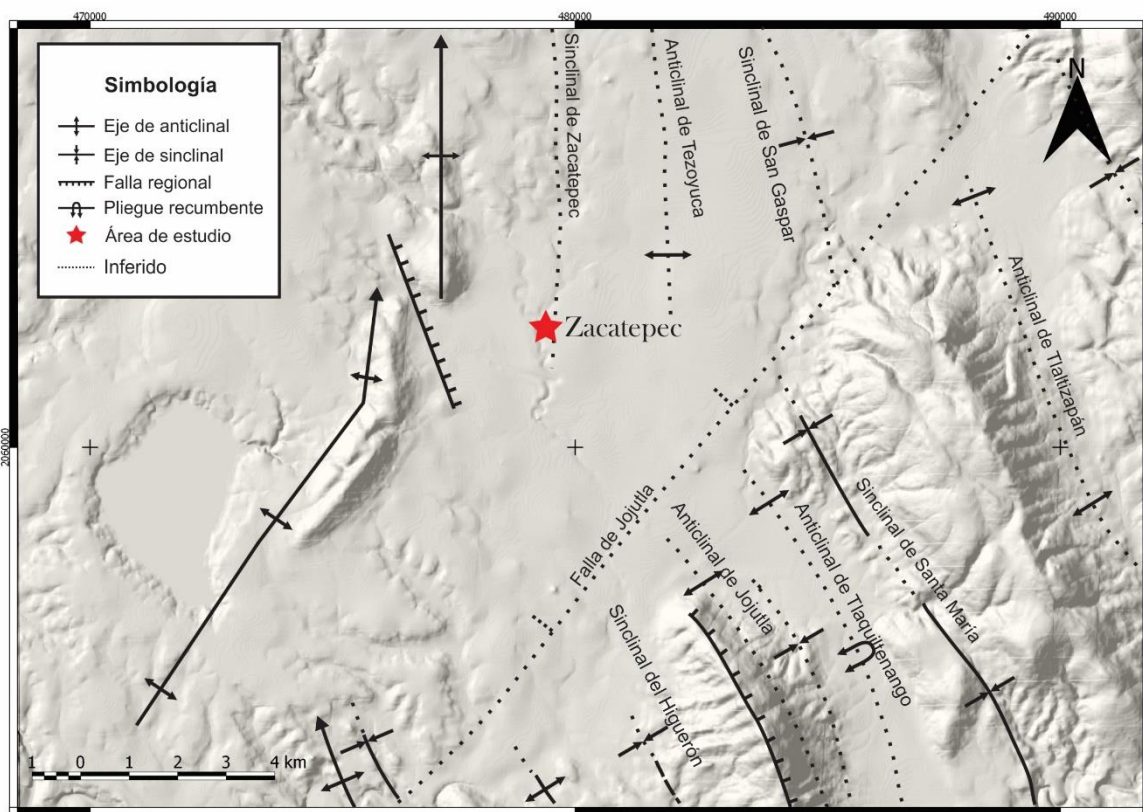


Figura 2.4. Mapa estructural donde se muestran las principales estructuras geológicas de la región de interés. Con línea punteada e interrumpida se señalan aquellas que son inferidas. Modificado de Fries (1960).

2.3.1 Estructuras antiguas

Las estructuras más viejas en el área de estudio son pliegues regionales, los cuales son parte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) o cinturón de pliegues de la Sierra Madre oriental (Campa-Uranga, 1983; Fitz-Díaz *et al.*, 2011). El CPCM es rasgo tectónico que se extiende desde la frontera norte hasta la frontera sur de nuestro país, pasa por el estado de Morelos donde es parcialmente sepultado por rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur y de la Faja Volcánica Transmexicana. Dicho elemento tectónico está constituido por pliegues y cabalgaduras de escala kilométrica, las cuales involucran principalmente a rocas de la cubierta sedimentaria cretácica. A pesar de que estos pliegues y cabalgaduras fueron identificadas desde el trabajo clásico de Fries (1960), no hay muchos estudios a detalle de estas estructuras.

Al sur del área de estudio, uno de los rasgos tectónicos más prominente y próximo al límite occidental del CPCM, es el sistema de fallas de Teloloapan-Pachivia, el cual incluye escamas tectónicas imbricadas hacia el oriente, con rocas de la paleopenínsula Cretácica de Taxco (Salinas-Prieto, 1993). Otras estructuras asociadas con este sistema de fallas y que acomodaron acortamiento en la porción occidental de la plataforma Morelos-Guerrero, son los anticlinales de Xochicalco y Tecumán.

Algunos de los pliegues principales en el área de Zacatepec-Jojutla son: 1) El anticlinal de Tecumán-Tlaltizapán localizado al sur de la falla de Jojutla, el cual tiene una longitud de 40 kilómetros, es recumbente con vergencia al oriente. 2) El sinclinal de San Gaspar cuya continuación hacia el sur es el sinclinal Santa María (Figura 2.3), el cual se encuentra paralelo al flanco occidental del anticlinal de Tecumán-Tlaltizapán. Además, existen otros pliegues locales menores. Por ejemplo, un anticlinal localizado al oriente del lago de Tequesquitengo, cuyo eje se orienta hacia el NE. Y 3) El sinclinal de Zacatepec ubicado desde la ciudad que lleva este mismo nombre y hacia el norte cuyo eje se orienta en dirección N-S.

Por otra parte, las fallas regionales en el área son: 1) Falla de Tuxpan, localizada al suroeste del área de estudio Al norte de Taxco Viejo se encuentran otra serie de fallas que pertenecen a este mismo sistema. 2) Falla Acuitlapán, misma que se

divide en varios ramales, 3) La Falla Jojutla (Figura 2.3) en la parte sur central del área de estudio cuyo rumbo está orientado al NE y se extiende por aproximadamente 35 km. 4) La falla del Cañón de Lobos con rumbo al NW que se extiende por aproximadamente 12 kilómetros a través del anticlinal de Tecumán. Esta falla conecta la parte inferior de la Formación Morelos con la base de la Formación Mexcala. Por último, una serie de fallas que se localizan en el flanco occidental del anticlinal de Tecumán, mismas que son contemporáneas a la Falla de Cañón de Lobos.

2.3.2 Estructuras recientes

Las estructuras recientes que fueron consideradas para esta tesis son de edad pliocénica en adelante. En la zona de estudio, las fallas cortan desde unidades de la Formación Cuernavaca, derrames volcánicos del Grupo Chichinautzin hasta depósitos clásticos no consolidados. Las fallas en este grupo son relativamente pequeñas y alcanzan desplazamientos de 1 a 4 metros, dentro de las cuales se puede incluir al grupo de fallas con geometría anular, periféricas al lago de Tequesquitengo, mismas que fueron formadas como resultado de la subsidencia del terreno por procesos cársticos (Fries, 1960).

Por otra parte, las estructuras recientes más comunes que se observan en el área de estudio son cráteres y conos cineríticos alineados que pertenecen al Grupo Chichinautzin, cuya edad está datada del Pleistoceno al Reciente (Arce *et al.*, 2013b). Esto debido a que dichos conos y sus depósitos asociados, están ubicados sobre fallas, las cuales tienen orientaciones principalmente N 5°-10° E, NE y N 80°-85° E. A su vez Fries (1960), cinemáticamente las interpreta como la combinación de un par conjugado de fracturas de cizalla y una falla de tensión, todas ellas resultado de compresión regional con dirección NE-SW (Figura 2.4).

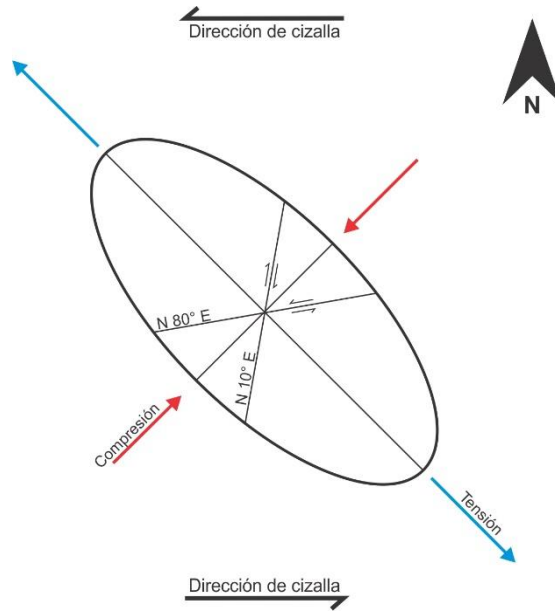


Figura 2.5. Elipse de distorsión interna que muestra la orientación de las principales de fallas activas en el área en el estado de Morelos. Modificado de Fries (1960).

2.4 Tectónica

La tectónica actual al sur de México se caracteriza por la subducción de la placa de Cocos y la microplaca de Rivera bajo la placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Pardo *et al.*, 1995) (Figura 2.5). Ambas placas en subducción tienen geometrías, así como velocidades distintas de movimiento y como resultado de esto los parámetros que controlan la estructura térmica a lo largo de la trinchera son variables, además también controlan su desplazamiento (Gómez-Tuena *et al.*, 2016). En esta región se ha documentado migración de W a E, y de S a N el cual parece ser consecuencia de cambios en el ángulo de inclinación de la placa en subducción (Ferrari *et al.*, 2012; Gómez-Tuena *et al.*, 2013; Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000; Manea *et al.*, 2013 en Gómez-Tuena *et al.*, 2016)

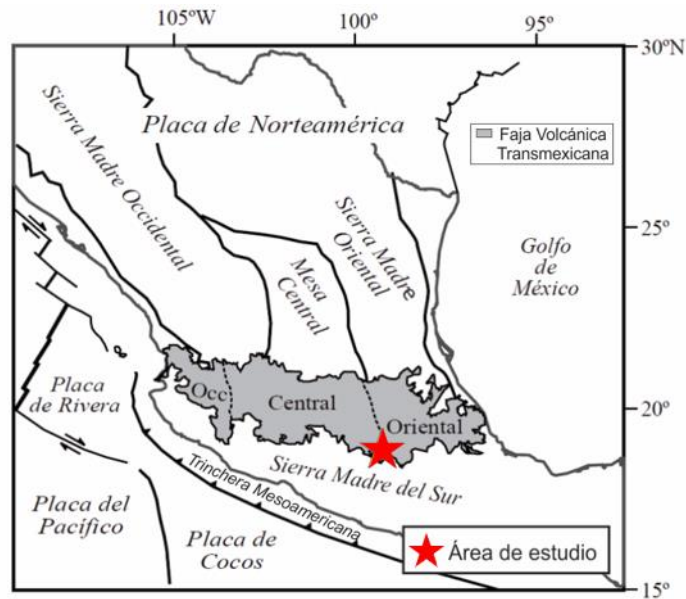


Figura 2.6. Mapa tectónico de la República Mexicana. Modificada de Gómez-Tuena *et al.* (2005).

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico continental, resultado de la subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica. La FVTM está compuesta por cerca de 8000 aparatos volcánicos e intrusivos (Demant, 1978) dentro de un área de aproximadamente 160000 km² (Ferrari *et al.*, 2012). Una particularidad de este arco es que no es paralelo a la Trinchera Mesoamericana, sino que se orienta a 16° en sentido antihorario de ésta (Figura 2.5). Dicha provincia acusa una dirección E-W que se extiende desde las costas de Nayarit y Jalisco en el Pacífico hasta las costas de Veracruz en el Golfo de México, de extremo a extremo su longitud es de 1000 kilómetros mientras que su amplitud es irregular y varía entre 80 y 230 km a lo largo de toda la provincia (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). De esta forma, la FVTM yace sobre las provincias magmáticas cretácicas y cenozoicas que, a su vez, se encuentran sobre un basamento heterogéneo (Ferrari *et al.*, 2012) formado por los terrenos tectonoestratigráficos Guerrero, Mixteco y Oaxaquia (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) (Figura 2.6).

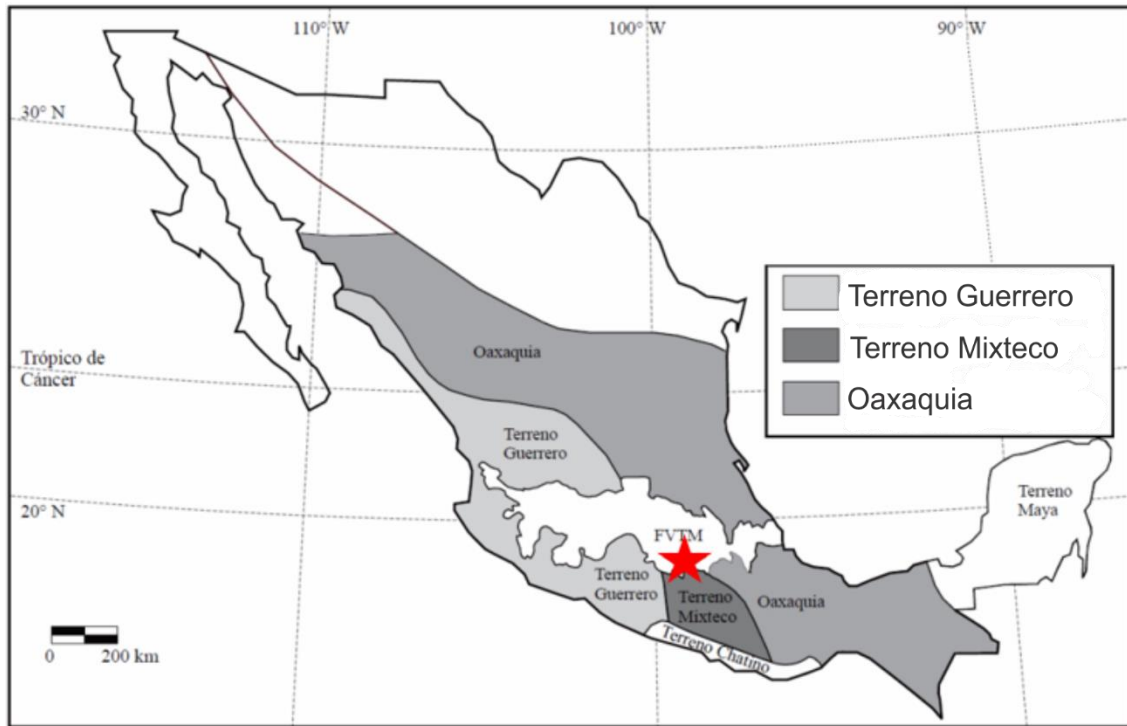


Figura 2.7. Mapa tectonoestratigráfico de la República Mexicana donde la estrella roja señala el área de estudio. Modificada de Campa y Coney, 1983; Ruiz *et al.*, 1988; Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994; Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) en Gómez-Tuena *et al.* (2005).

La gran cantidad de fechamientos isotópicos que se han publicado en diferentes trabajos de las últimas dos décadas en la región sur de México ha permitido reconstruir la evolución geológica de la FVTM. De tal manera, se determinó que debido a la rotación anti horaria del arco que dio origen a la Sierra Madre Occidental (Gómez-Tuena *et al.*, 2005) a partir del Mioceno la FVTM se considera como una provincia geológica independiente (Ferrari *et al.*, 1999a), cuyo origen está clasificado en cuatro episodios magmáticos distintos mencionados a continuación:

1. Arco de composición intermedia del Mioceno medio y tardío
2. Episodio de composición máfica del Mioceno tardío
3. Episodio silíceo a finales del Mioceno que se vuelve bimodal en el Plioceno
4. Un arco de composición variable a finales del Plioceno

Se ha considerado que la región había estado dominada por una tectónica transcurrente en el extremo occidental durante el Mioceno medio y tardío (Ferrari *et al.*, 1999c). Aunque se identificó una extensión perpendicular al arco con tasas de extensión inferiores a 1 mm por año también del Mioceno tardío en la porción occidental de la FVTM (Barrier *et al.*, 1990; Nieto-Obregón *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 1994c; Suárez *et al.*, 1994; Ferrari y Rosas, 1999a). Sin embargo, esta aparente contradicción puede explicarse con perturbaciones del campo de esfuerzos regional, debido a efectos de frontera locales, cuyos detalles se salen del objetivo de esta tesis.

A pesar de la información existente, aún hay una gran cantidad de interrogantes de la geología del centro y sur de México y de la FVTM. Sin embargo, es importante no perder de vista que las variaciones en las tasas de erupción de los distintos campos volcánicos que componen a la FVTM son consecuencia también de variaciones en las tasas de subducción de las placas de Cocos y Rivera a lo largo de la trinchera Mesoamericana, así como de la configuración de la placa en subducción y de las propiedades de la placa norteamericana (Arce *et al.*, 2013).

Gracias al estudio de la geometría de las placas tectónicas y de las edades del piso oceánico en la trinchera mesoamericana ha sido posible generar la reconstrucción de las placas tectónicas y así generar nuevos datos útiles tales como la distancia que guarda la placa superior con el plano de Benioff de las placas en subducción. Sin embargo, debido a la poca recurrencia sísmica bajo la FVTM no es posible responder todas las incógnitas sobre la sismicidad en esta zona de México (Ferrari, 2000).

CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO

3.1 Tectónica de placas

La Tectónica de Placas representa una explicación sobre la configuración de la superficie de la Tierra y su evolución. Permite comprender y explicar una gran cantidad de fenómenos geológicos tales como el origen y la distribución de los orógenos, la diferenciación del manto, la ocurrencia de los sismos, además del vulcanismo en general (López-Ruiz *et al.*, 2015). Sin embargo, la tectónica de placas es muy compleja y por ello ha sido objeto de estudio desde mediados del siglo XX a partir del concepto de la deriva continental propuesto por Alfred Wegener (Kearey *et al.*, 2009).

De acuerdo con la teoría de la Tectónica de Placas, la litósfera terrestre se compone de "piezas" no del todo rígidas que se mueven una con respecto de otra y en cuyos bordes se genera una alta actividad sísmica además de deformación tectónica a escala regional. Tanto una como la otra varían según las características mecánicas del contacto entre placas, así como de su composición litológica (Davis, 1996). Su estudio es un factor clave para comprender la sismicidad de cualquier parte del mundo (Herráiz, 1977).

Las placas tectónicas están contenidas en la litósfera y astenósfera terrestres involucrando a la corteza y al manto superior. Así mismo, el comportamiento mecánico que presenta la astenósfera debido a que sus materiales se encuentran total o parcialmente fundidos, permite el flujo de material y de las corrientes de convección, lo cual, a su vez, facilita el movimiento de las placas. Tal movimiento se describe en términos de desplazamiento y rotación (Davis, 1996). Dicho esto, el movimiento relativo entre dos placas tectónicas se describe mediante el teorema de rotación de Euler, el cual considera que, en un espacio tridimensional esférico, cualquier movimiento de un punto constante sobre la superficie de la esfera también tiene un eje de rotación constante. Si se fija un punto sobre una placa tectónica y se analiza su movimiento con respecto a las placas adyacentes, entonces se puede

determinar la naturaleza de su límite e inferir el mecanismo focal de los sismos dominantes sobre este (Stein y Wysession, 2003).

Los tipos de límites entre las placas tectónicas pueden ser:

- 1) Divergentes: Las placas adyacentes se mueven en direcciones opuestas, ya sea de forma oblicua o perpendicular (Davis, 1996). Se denomina así a las dorsales o zonas de expansión en el suelo oceánico donde se genera constantemente nuevo material cortical (Sauter, 1989).
- 2) Convergentes: Ocurre cuando dos placas adyacentes se mueven una hacia la otra (Davis, 1996). Esto puede generar zonas de subducción, es decir cuando una placa oceánica subduce debajo de una placa continental o bien, zonas de colisión frontal al involucrar únicamente placas continentales ocasionando la destrucción de material cortical (Sauter, 1989).
- 3) Transformantes: En este tipo de contacto las placas se deslizan horizontalmente una con respecto de otra como si rasparan entre sí, la consecuencia a los esfuerzos resultantes durante el movimiento pueden ser la generación de zonas de inmersión o de zonas de cizalla. En cuanto al material cortical, puede ser acrecionado en algunas zonas o despegado y desplazado de una placa a otra (Davis, 1996).

Actualmente se ha determinado que existen 52 placas tectónicas que cubren la superficie terrestre. Sin embargo, se encuentran divididas en dos grupos; el primero se limita a 7 placas mayores (Africana, Antártica, Australiana, Euroasiática, Norteamericana, Pacífica y Sudamericana) de área similar establecida de acuerdo al criterio del flujo del manto o corrientes de convección mientras que el segundo está determinado con base en una distribución fractal según la dinámica de la litósfera (Figura 3.1) (Mallard *et al.*, 2016).

terremotos o sismos intraplaca que pueden presentar de igual forma, magnitudes bastante elevadas (Herráiz, 1977), sin tener que ocurrir necesariamente en propias zonas de contacto entre placas (Sauter, 1989).

3.2 Sismos

La zona de transición de la corteza al manto es una región clave para el comportamiento de las ondas sísmicas, conocida como discontinuidad de Mohorovicic o Moho. En esta zona no coinciden las bases de las placas, pero se identifica por un cambio en velocidades sísmicas. Este límite se encuentra en el manto, justo debajo de esta discontinuidad (tema que será abordado más adelante), debido a que las propiedades mecánicas de cada uno varían con respecto a la otra, los bordes entre océanos y continentes no coinciden con los bordes de las placas (Davis, 1996).

3.2.1 Concepto y origen

Los sismos se definen como una serie de vibraciones generadas en la corteza terrestre como consecuencia de la liberación súbita de energía cinética, relacionada con actividad tectónica. Generalmente ocurren en los límites de las placas tectónicas, en los cuales éstas convergen, divergen o se deslizan una con respecto de otra. El movimiento relativo entre las placas ocurre de manera continua pero episódica, de esta forma, durante ciertos lapsos de tiempo (P/ej. siglos) puede haber movimientos imperceptibles, y súbitamente incrementarse varios órdenes de magnitud (Stein y Wysession, 2003). Entonces, la generación de un sismo que ocurre en el límite de dos placas consta básicamente de dos etapas; la primera consiste en la acumulación de energía potencial elástica en la zona, esta etapa puede prolongarse una cantidad indeterminada de tiempo (miles o millones de años), mientras que la segunda etapa se puede interpretar como la liberación de toda la energía que se acumuló durante ese lapso de tiempo, esto, por el contrario, involucra solamente algunas decenas de segundos (Herráiz, 1977).

Aunque la ocurrencia de los sismos es muy común en límites de placas, estos también pueden producirse en fallas geológicas dando lugar a un sismo intraplaca. Sin embargo, este tipo de sismos suelen generarse con menor frecuencia (Sauter, 1989). Los sismos intraplaca generalmente son menos profundos y de menor magnitud, pero pueden resultar igualmente destructivos que los sismos interplaca (Kostoglodov y Pacheco, 1999). La concepción de los sismos intraplaca es relativamente reciente, específicamente a comienzos del siglo pasado, cuando dicha hipótesis es defendida principalmente en los trabajos de Von Humboldt y Gilbert (1884). El concepto de sismo intraplaca se sustentaba en las fallas geológicas que estos generan, así como su observación en el terreno, de esta manera la definición “moderna” del origen de un sismo es el movimiento relativo que se produce en ambos bloques de una fractura en la corteza terrestre (Herráiz, 1977).

Independientemente de su naturaleza, cuando se produce un sismo, la energía liberada se dispersa en forma de ondas sísmicas u ondas elásticas, las cuales se propagan a partir del hipocentro o foco, que es el punto donde este se origina, las ondas sísmicas se clasifican en un inicio como ondas de cuerpo y ondas superficiales (Sauter, 1989). Las ondas de cuerpo pueden viajar en el interior sólido de la corteza y se catalogan como ondas P (primarias), mismas que se asocian con modificaciones en el volumen de la corteza sin presentar cambios de forma y ondas S (secundarias), cuyo nombre se atribuye a que son las primeras y segundas en arribar, estas, por lo contrario, se encuentran asociadas a cambios de forma sin presentar cambios de volumen en la corteza (Herráiz, 2011). Las ondas P, también son denominadas longitudinales o de compresión, mientras que las ondas S son conocidas como transversales o de cizalla. A diferencia de las ondas P, las ondas S no pueden transmitirse a través de un medio fluido. Por otra parte, para el caso de las ondas superficiales, existen dos tipos de ondas: L (Love) cuya vibración ocurre de forma horizontal y perpendicular a la dirección de propagación y ondas R (Rayleigh), las cuales revelan una vibración elíptica vertical y horizontal simultánea además de que viajan cerca de la superficie terrestre a una profundidad restringida de aproximadamente 30 kilómetros (Sauter, 1989).

3.2.2 Tipos de sismos

De acuerdo con la causa por la que se generan, los sismos o terremotos pueden clasificarse de la siguiente manera (Vidal, 1994):

1. Por causas naturales:

- **Terremotos tectónicos:** Se generan en zonas de límite de placas (Figura 3.1) y en zonas internas de debilidad en la placa, es decir, en fallas geológicas en las que se desencadenan sismos intraplaca (Sauter, 1989). Ocurre una dislocación posterior a la liberación de los esfuerzos acumulados y parte de la energía elástica que se libera lo hace en forma de calor y procesos no elásticos en los puntos donde se localiza la ruptura, la energía remanente se libera en forma de ondas sísmicas que se propagan a partir del hipocentro de manera radial por la corteza terrestre.
- **Terremotos volcánicos:** Se sitúan en zonas donde se presenta actividad volcánica (volcanotectónicos, explosivos, tremores volcánicos, de frecuencia dominante), este tipo de terremotos pueden ocurrir por la ruptura de rocas de diferente densidad y se asocian a la expulsión de magma, desgaseificación y fenómenos volcánicos en general.
- **Terremotos de colapso:** Debido al hundimiento de zonas con una diferencia del estado de esfuerzos al de su entorno, con cavidades o áreas que presentan baja densidad que se encuentran sometidos a cargas verticales.
- **Asociados al desplazamiento de masas de tierra:** Son aquellos generados por movimientos bruscos de grandes masas de roca o tierra (p/ej. el deslizamiento de laderas).
- **Terremotos por impacto de meteoritos:** Resultan muy poco frecuentes. Sin embargo, en los pocos casos registrados los movimientos que genera un impacto de meteorito son sumamente violentos.

2. Ligados a causas antrópicas:

- Inducidos por grandes embalses o presas
- Por explosiones nucleares
- Por explosiones de minas y canteras
- Por inyección o extracción de fluidos

3.2.3 Magnitud e intensidad

La **magnitud** representa la medida de la energía liberada en un sismo de acuerdo a una escala logarítmica. Es decir, al ser medido en la escala correspondiente, un aumento de 1 en la magnitud del sismo representa un incremento de 30 en la energía liberada (Kearey *et al.*, 2009). La escala comúnmente empleada para medirla es la propuesta por Charles Richter en 1935 donde dicha medida se estima con base en las amplitudes de onda registradas en el sismograma una vez que se realizan las correcciones necesarias, es decir, la diferencia que tiene la onda S respecto a la P (Stein y Wysession, 2003) (Figura 3.2).

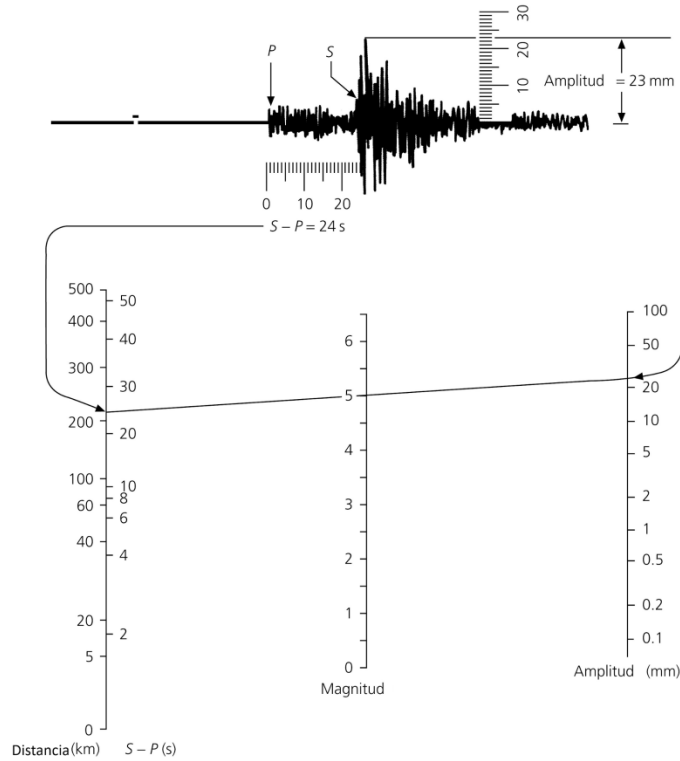


Figura 3.2. Ejemplo de un nomograma que sirve para determinar la magnitud de un sismo a escala de Richter en el cual en el primer eje (de izquierda a derecha) se localiza la diferencia en segundos del arribo de las ondas S y P, mientras que en el tercer eje se localiza la amplitud en milímetros de la onda S onda medida en el sismograma. Al unir ambos valores se obtiene la magnitud. Tomada de Stein y Wysession, (2003).

La **intensidad** de un sismo, por otra parte, representa una evaluación basada en la destrucción que puede llegar a causar. Es decir, los efectos que causa en superficie. En ella pueden intervenir factores como la magnitud, la distancia que guarda con el epicentro y el hipocentro, el tiempo de duración y las condiciones geológicas del área por mencionar algunos. La escala empleada para medir la intensidad de un sismo es la propuesta por Giuseppe Mercalli en 1902, misma que fue modificada en 1931. Por tal motivo, cambió su nombre a escala de Mercalli Modificada (MM) y actualmente es bastante utilizada en el continente americano (SGM, 2017). Dicha escala no se encuentra fundamentada en principios matemáticos, por el contrario, representa una clasificación cualitativa que acusa los efectos de un sismo o terremoto. De esta manera, la escala de MM está compuesta por 12 categorías, donde 1 es la poca o nula percepción del sismo y 12 representa destrucción total.

Los números más bajos están ligados con la percepción que tienen las personas respecto al sismo, mientras que los números más altos de la escala hacen referencia a daños estructurales causados por éste.

3.2.4 Teoría del rebote elástico

La teoría o modelo del rebote elástico propone que los terremotos ocurren a causa de la liberación repentina de energía generada por esfuerzos tectónicos que se acumula durante decenas, centenas o miles de años (Kearey *et al.*, 2009). Es decir, debido a las características que presenta la corteza terrestre en su parte superficial tales como el comportamiento elástico y la capacidad de almacenar energía de deformación son factibles para que ocurra una ruptura cuando se rebasa su límite de esfuerzos. Sin embargo, el desplazamiento de la porción dúctil de la corteza facilita que exista dicha deformación elástica en la corteza rígida, de tal forma que en superficie se observa un movimiento como el de la Figura 3.3. Suponiendo que los esfuerzos se distribuyen sobre una falla, a partir del punto de ruptura se genera un desplazamiento de ambos extremos de esta en sentido opuesto, generando un sismo de forma inmediata. Cuando la falla experimenta esta dislocación repentina se libera energía en forma de calor y en forma de ondas elásticas que comúnmente son llamadas ondas sísmicas, las cuales se propagan de forma radial en diferentes direcciones haciendo vibrar el terreno (Sauter, 1989).

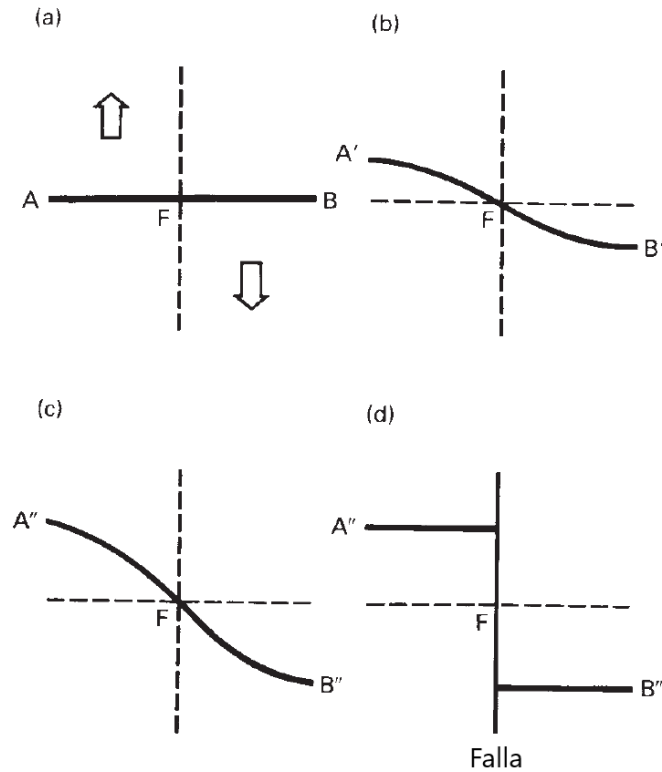


Figura 3.3. Ejemplo gráfico del rebote elástico. En a) se muestran los esfuerzos que actúan en direcciones opuestas, que son paralelos a la falla representada con la letra F, en b) se muestra la línea imaginaria A'B' la cual se modifica en un primer estadio, en c) se observa el incremento de los esfuerzos que siguen actuando, la deformación queda representada por A''B'' y en d) se observa que el material ha superado su límite plástico y la deformación se distribuye a lo largo de toda la falla desplazando a A'' de B''. Modificada de Kearey *et al.*, 2009.

Esta teoría representa una buena explicación para sismos relativamente someros o de foco poco profundo. Sin embargo, no aplica para sismos someros que ocurren en zonas de subducción debido a que la corteza en ese punto no tiene el mismo comportamiento mecánico. Finalmente, el modelo del rebote elástico revela que la actividad sísmica representa una respuesta gradual a la tensión persistente en uno o varios puntos de la corteza terrestre (Sauter, 1989).

3.2.5 Ondas sísmicas

Como se mencionó anteriormente, al producirse un sismo o terremoto se libera una parte de energía en forma de calor y otra parte menor en forma de **ondas sísmicas**,

las cuales se transmiten tanto por el interior de la corteza como de manera superficial dependiendo su naturaleza. La clasificación de las ondas en un inicio se divide en dos grupos; ondas de cuerpo que son aquellas que viajan por el interior de la corteza y ondas superficiales que son las que únicamente pueden transmitirse en la superficie de esta (Sauter, 1989). Dentro de las ondas de cuerpo se pueden listar dos tipos (Kearey *et al.*, 2009):

- Ondas primarias (P): También conocidas como ondas longitudinales o compresionales, son las primeras en arribar. Se relacionan con deformación elástica por compresión-dilatación, de tal forma que las partículas de la roca a través de la que se transmite oscilan en la dirección en la que se dirige la onda además de que puede viajar en cualquier medio. Este tipo de movimiento está relacionado con cambios de volumen (Stein y Wysession, 2003) (figuras 3.4 y 3.5).
- Ondas secundarias (S): Estas ondas también son llamadas de cizalla o transversales y son las segundas en arribar. A diferencia de las ondas P, las S no generan cambios de volumen y no se transmiten en medios fluidos. El movimiento que generan las ondas S a su paso ocasiona que las partículas se muevan en dirección perpendicular a la dirección de la onda (figuras 3.4 y 3.5).

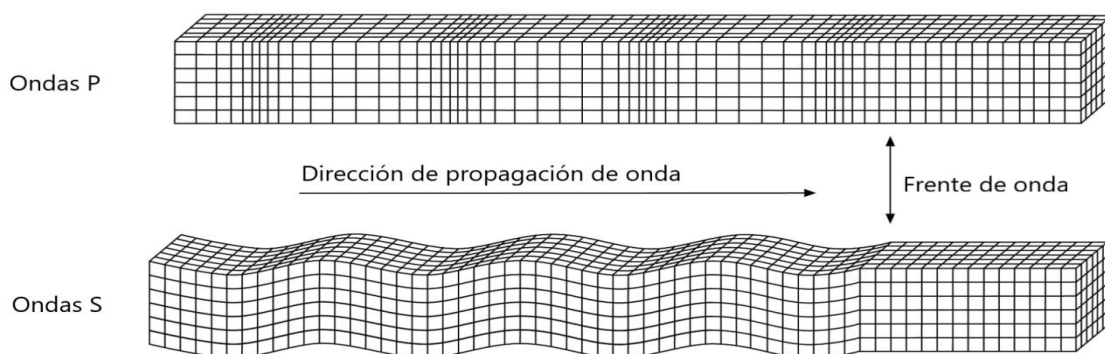


Figura 3.4. Modelos de propagación de ondas de cuerpo (P y S). Modificada de Stein y Wysession (2003).

De la misma forma, dentro del grupo de las ondas superficiales se mencionan dos tipos (Sauter, 1989):

- Ondas Love (L): Este tipo de onda presenta un movimiento horizontal de forma perpendicular a su propagación muy similar al de las ondas S, a diferencia de que en este tipo de onda superficial no existe la presencia de un componente vertical.
- Ondas Rayleigh (R): El movimiento de este tipo de onda es complejo ya que las partículas acusan una trayectoria elíptica vertical y horizontal simultánea con respecto al frente de propagación, es comparable con las ondas observables en la superficie del agua. Pueden transmitirse en un medio donde la velocidad con la que avanza la onda es constante y también en un medio donde la velocidad varía con la profundidad (Kearey *et al.*, 2009).

La característica que tienen las ondas superficiales con diferencia a las de cuerpo es que viajan a menor velocidad en superficie debido a que su longitud de onda no es muy grande y por ello no alcanzan grandes profundidades (Figura 3.5). Además de esto, son dispersivas, es decir que sus diferentes componentes de longitud de onda toman distintas velocidades en superficie a causa de la variación en la composición del medio por el que se propagan (Kearey *et al.*, 2009).

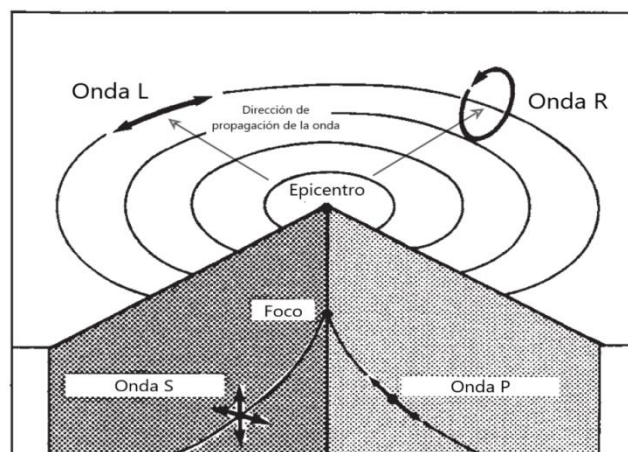


Figura 3.5. Esquema que muestra el comportamiento de las ondas sísmicas, en donde las ondas S y P se transmiten en el subsuelo mientras que las ondas L y R se transmiten en superficie. Modificada de Kearey *et al.* (2009).

3.3 Deformación

El concepto de deformación se refiere a la transformación que le ocurra un volumen de roca sobre el cual actúan una serie de esfuerzos. La deformación incluye rotación y traslación de cuerpo rígido, así como distorsión interna y cambio en el volumen de la roca. Para hablar de deformación debemos considerar el estado inicial y final de las partículas que conforman a la roca, cuyo cambio puede estimarse comparando los vectores (líneas de flujo o vectores de desplazamiento) que siguen las partículas de su estado inicial y a su estado final. Dichos vectores van cambiando durante la deformación progresiva. Es importante tener en cuenta un marco de referencia (p/ej. un sistema de coordenadas) para analizar correctamente la cinemática de la deformación (Fossen, 2010).

3.3.1 Componentes de la deformación

Como se menciona en el párrafo anterior, la deformación se compone de cuatro componentes principales (Figura 3.6) que serán descritos a continuación:

- **Traslación de cuerpo rígido:** Consiste en el movimiento uniforme de las partículas de la roca. Es decir, en la misma dirección y con la misma distancia.
- **Rotación de cuerpo rígido:** Ocurre cuando las partículas de la roca tienden a rotar, esto respecto a un sistema de referencia coordinado.
- **Distorsión o *strain*:** Se refiere a cualquier cambio en la forma de un cuerpo rocoso, donde pueden existir o no cambios en el volumen implicando que sus partículas cambien de posición una con respecto de otra.
- **Cambio de volumen:** Ocurre al dilatarse la roca y se encuentra estrechamente relacionado con la distorsión, por lo que también es llamado

distorsión volumétrica. El término se asocia con la deformación, aunque el cambio en su volumen sea mínimo.

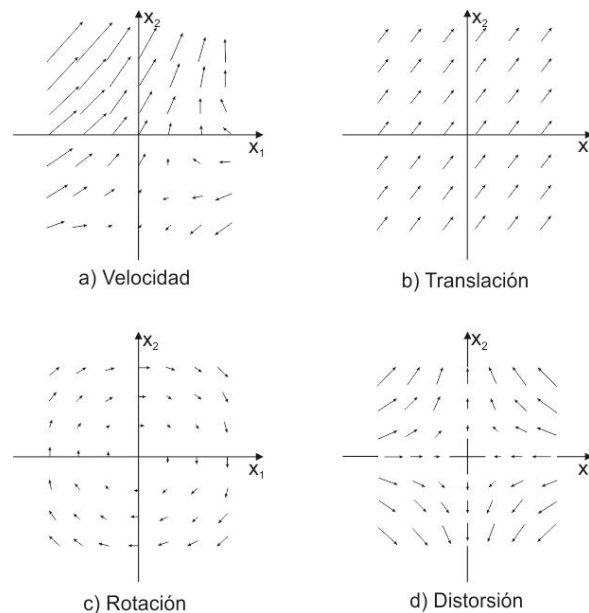
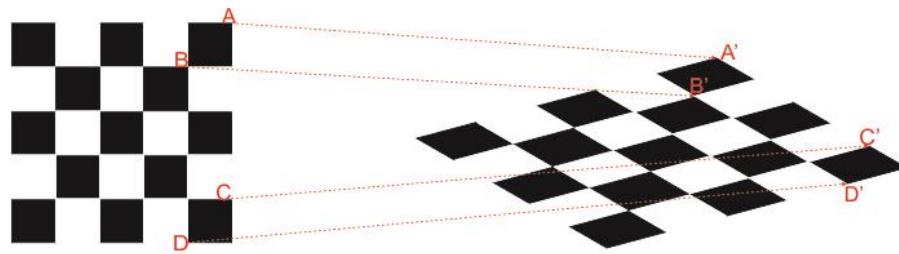


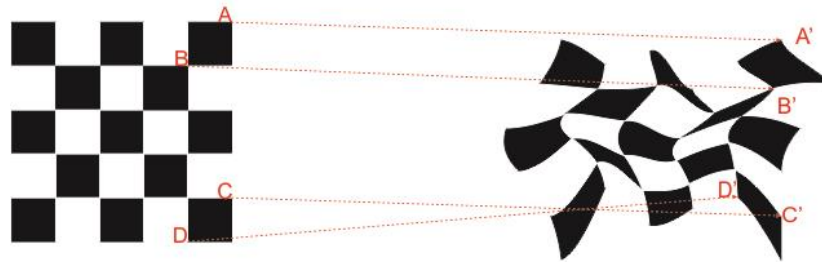
Figura 3.6. Comportamiento de los vectores de desplazamiento en: a) Un campo de velocidades durante un evento de deformación; b) traslación de cuerpo rígido. c) rotación de cuerpo rígido; d) *strain* o distorsión interna. Modificada de Main (1990).

3.3.2 Deformación homogénea y heterogénea

Cuando la deformación en la roca es idéntica a lo largo de todo su volumen se dice que la deformación es homogénea. Cuando esto no ocurre y la deformación se distribuye de forma irregular se dice que es el caso de deformación heterogénea (Figura 3.7), cabe mencionar que la distorsión en las rocas puede acumularse de formas distintas por ejemplo por fallamiento, fracturamiento o deformación dúctil. Es importante observar cuidadosamente la distorsión de las rocas, y cómo varía, debido a que la deformación puede ser homogénea a una escala y heterogénea a otra escala de observación.



a) Deformación homogénea



b) Deformación heterogénea

Figura 3.7. Modelos de deformación. En a) el cuerpo experimenta deformación homogénea mientras que en b) la deformación es heterogénea. En ambos casos, los segmentos AA', BB', CC', DD' indican un estadio inicial y uno final para cada uno de los tipos de deformación. Modificada de Hobbs (1976).

3.3.3 Cizalla pura y cizalla simple

Hay dos modelos básicos para explicar la distorsión interna en las rocas: cizalla pura y cizalla simple. La **cizalla pura** ocurre cuando los esfuerzos que actúan sobre la roca se ubican de forma paralela a uno de sus ejes principales. Al tratarse de deformación coaxial, la roca tendrá un eje de máxima extensión, y un eje de mínima extensión (máximo acortamiento) los cuales son ortogonales entre sí, y mantendrán su orientación durante todo el proceso de deformación. En este modelo, la rotación resultante de las líneas de material es cero (la vorticidad es cero). Por el contrario, para el caso de **cizalla simple** la rotación interna de las líneas de material de la roca incrementa con la cizalla angular, así mismo cambia la orientación del eje largo de la elipse y la razón axial de la elipse de distorsión interna. Por esta razón, en cizalla simple la vorticidad (W_k) tiene un valor de 1. A este tipo de deformación

se le considera como no coaxial cuando es tridimensional, se representa con un elipsoide unitario cuyos ejes son $(1+e_1, 1+e_2$ y $1+e_3)$, donde e_1, e_2 y e_3 son las elongaciones causadas durante la deformación (Fossen, 2010).

La mezcla entre cizalla pura y cizalla simple es denominada como cizalla subsimple, la cual es considerada de esta forma debido a la rotación interna que presenta, misma que es menor a la que caracteriza a una cizalla simple, por lo cual tiene una vorticidad cuyo valor varía entre 0 y 1 (Figura 3.8).

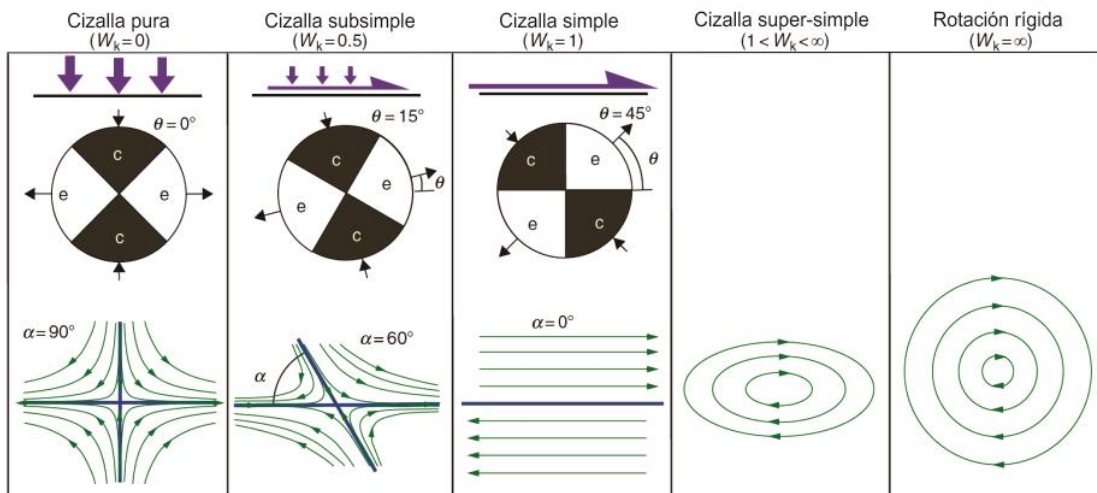


Figura 3.8. Patrones de flujo de las partículas de un material para cada caso desde la cizalla pura, donde son ortogonales hasta la rotación de cuerpo rígido, donde las partículas se mueven como círculos perfectos. Tomada de Fossen, 2010.

3.4 Fenómenos geológicos asociados a sismos

Los sismos generan una gran destrucción y daños a su paso que afectan tanto a personas como a construcciones y caminos por mencionar algunos. Sin embargo, al ocurrir un sismo no se generan daños exclusivamente en zonas urbanizadas, un sismo es capaz de afectar cualquier lugar por el que pase. Sin embargo, el daño que generan depende de muchos rasgos tectónicos, geológicos, geomorfológicos e incluso climáticos. Así mismo, de la mano de la actividad sísmica es probable que se generen una serie de fenómenos geológicos y estructuras en el terreno que evidencian la actividad sísmica local (Sauter, 1989) (figuras 3.9 a 3.12). A

continuación, se mencionan algunos de ellos, los cuales serán descritos a detalle en el capítulo 6 de esta tesis:

- Compactación del suelo, asentamiento o subsidencia
- Licuefacción
- Deslizamiento gravitacional o deslizamiento de laderas
- Activación o reactivación de una falla

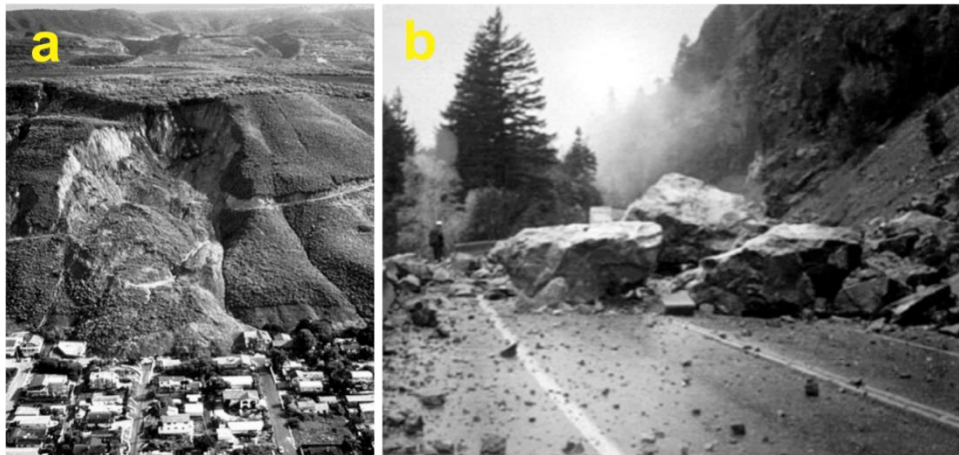


Figura 3.9. Fotografías de deslizamientos de tierra. En a) se observa que el deslizamiento ocurre en la pendiente pronunciada de un cerro. En b) los fragmentos de roca deslizados son bloquean el paso en una carretera.



Figura 3.10. Ejemplo de un caso de subsidencia importante en Guatemala.



Figura 3.11. Fotografía de los daños ocasionados por efecto de licuefacción posterior al sismo ocurrido en Indonesia en 2018.



Figura 3.12 Fotografía de la falla Kuniún en el Tíbet. Tomada de Lin (2009).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

Para interpretar lo mejor posible las grietas y fracturas que se originaron posteriormente al sismo del 19 de septiembre de 2017, se elaboraron distintos análisis mediante técnicas específicas que arrojaran datos confiables para una buena interpretación. De esta forma, se llevaron a cabo observaciones directas que van desde la documentación a detalle de las grietas formadas en el suelo hasta un análisis elaborado por fotografías aéreas del área damnificada obtenidas a partir de un vuelo de dron. En el caso de las observaciones indirectas se elaboraron perfiles de tomografía eléctrica para saber qué había más allá de la manifestación superficial de la falla, así como el análisis de un mapa de desplazamiento vertical obtenido a partir de un interferograma para relacionar la formación de la falla de Zacatepec con algún otro rasgo geológico a una escala mayor.

4.1 Observaciones directas

En esta sección se describen aquellas observaciones que se llevaron a cabo en la superficie del terreno. Es decir, donde fue posible medir y fotografiar las grietas que se formaron a raíz del sismo del 19 de septiembre de 2017.

4.1.1 Toma de imágenes aéreas mediante un vuelo de dron y marcadores GPS

Para precisar la ubicación de las fallas y fracturas en el mapa, así como su impacto en las viviendas de la gente damnificada se documentó con un mosaico de fotografías aéreas una parte de la colonia Lázaro Cárdenas en el municipio de Zacatepec. Con la ayuda de un dron [DRONE, Marca DJI Phantom Pro IV], se programaron y llevaron a cabo tres vuelos en zonas continuas dentro de la colonia con la finalidad de obtener las fotografías aéreas de la superficie en la que se observaba tanto la continuidad de la falla como la zona de mayor apertura de esta además de una vista general de las viviendas más afectadas en la comunidad. Las

imágenes obtenidas en el vuelo de dron fueron sometidas a un postproceso en la aplicación Pix4D y al obtenerlas fue posible acotar la zona de mayor afectación.

Por otra parte, se colocaron marcadores (varillas) en grandes grietas a los costados del río Apatlaco alineados perpendicularmente a estas en puntos específicos donde existe susceptibilidad de un reacomodo de las riberas del río (Figura 4.1). Así mismo, la coordenada geográfica de cada punto o marcador fue tomada con ayuda de un GPS diferencial marca Trimble, modelo GEO7X, además de una antena externa marca Trimble Zephyr Modelo-2 con la cual los datos se obtienen con precisión milimétrica (Figura 4.2 a,b). El objetivo de colocar los puntos fue monitorear posibles desplazamientos que puedan presentarse en un futuro a causa de un nuevo evento sísmico o el reacomodo local del suelo capaz de generar importantes daños estructurales en la vivienda.

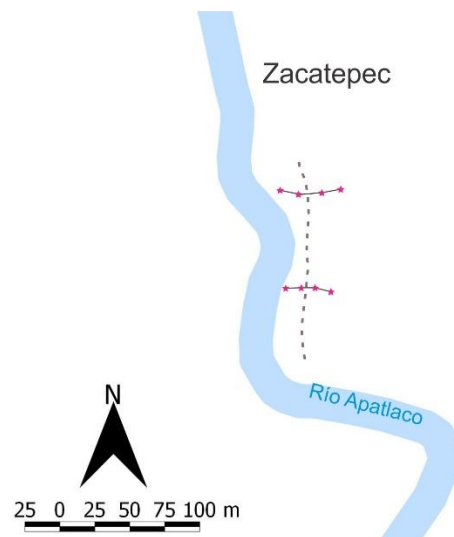


Figura 4.1. Esquema que ejemplifica la colocación de marcadores GPS en grietas próximas al río al sur de la colonia Lázaro Cárdenas, donde la línea punteada representa las grietas con desplazamiento extensional >5 cm y las estrellas en color rosa son los puntos de control localizados perpendicularmente a estas.

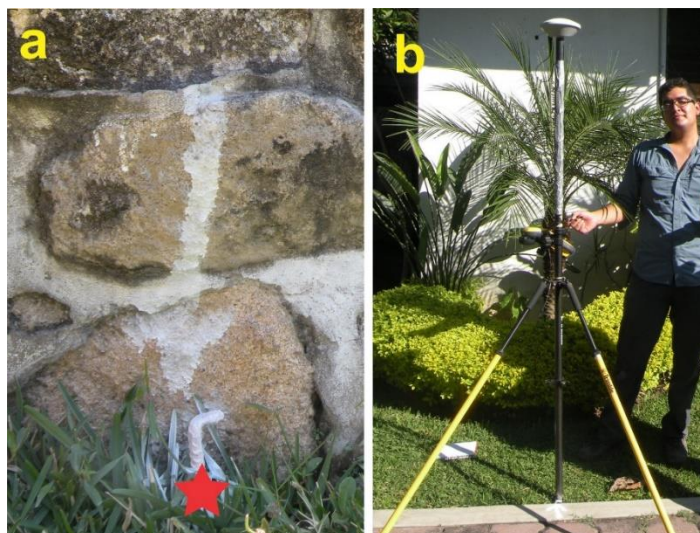


Figura 4.2. Fotografías de la colocación de un marcador GPS, en a) se observa la varilla en el terreno y en b), la toma de la coordenada con un GPS diferencial.

4.1.2 Registro y documentación de grietas y fracturas

El trabajo en campo consistió en la documentación detallada del agrietamiento en Zacatepec, mediante fotografías y mapeo de las grietas y fracturas siguiendo la dirección principal de estas en la superficie. Así mismo, se clasificaron con base en el desplazamiento extensional, el desplazamiento lateral (en algunas) y la longitud. Para documentar estas estructuras se utilizó un mapa base preliminar, donde se ubican el Río Apatlaco, la carretera federal, las viviendas dañadas y las calles de la colonia en el segmento del área recorrida. Además, se utilizó un GPS de mano para ubicar las fracturas geográficamente, así como un flexómetro, cinta y una brújula tipo Brunton para medir y documentar con precisión la orientación y dimensiones de cada una de las grietas observadas *in situ*.

Respecto al criterio para la clasificación de las grietas se estableció de la siguiente forma: Amarillas) con longitudes y desplazamientos extensionales menores a 1cm, naranjas) aquellas que acusan ancho de 1 a 2 cm, rojas) de 2 a 5 cm de ancho y cafés) las cuales presentan extensiones mayores a 5 cm.

4.2 Observaciones indirectas

Con la finalidad de obtener la mejor caracterización posible de las grietas observadas en el área de estudio, se emplearon técnicas de observación indirecta tales como interferometría con imágenes de radar (InSAR) y perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (TRE), los cuales complementaron los datos obtenidos directamente de la superficie para lograr una interpretación completa y confiable sobre el origen de dichas grietas.

4.2.1 Interferometría de radar a escala regional

La Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR) es una técnica útil para localizar y monitorear cambios tenues en la superficie del terreno mediante la diferencia de fases obtenidas a partir de un interferograma. Una particularidad de las imágenes de radar es que a partir de ellas se generan imágenes de coherencia, de fase, de la parte real o imaginaria, del interferograma entre otras, a partir de las cuales es posible discriminar rasgos en el terreno derivados de la actividad antropogénica y de la vegetación (Bruzzone *et al.*, 2004 en Lira-Chávez, 2010). En la interferometría existen dos modalidades, la primera se denomina interferometría de una sola observación en la cual no se presentan cambios en el terreno y la segunda es llamada interferometría de repetidas observaciones, es decir, que las imágenes son adquiridas en tiempos diferentes (Lira-Chávez, 2010). Por tal motivo, para este trabajo de tesis se elaboró un mapa interferométrico el cual cubre casi en su totalidad la superficie del estado de Morelos. Derivado del mapa interferométrico fue posible generar un mapa de desplazamiento vertical en el cual se evaluó la subsidencia en la zona de estudio y sus alrededores.

El procedimiento para la elaboración del interferograma consistió en la obtención de dos imágenes satelitales iniciales (par interferométrico). La descarga de ambas imágenes se realizó directamente de la página de la Agencia Espacial Europea (ESA) cuyo satélite correspondiente es Sentinel-1, el cual opera desde el año 2014 hasta la actualidad con ciclos de repetición cada 6 días empleando el método de

adquisición *Wide-swath* con un rango de alcance-azimut de 250x 250 km, donde las imágenes tienen una resolución espacial máxima de 5 m por pixel (Solano-Rojas, 2018 en Fernández-Torres, 2019). Como criterio para su descarga, la adquisición del par interferométrico debe corresponder a la misma escena o el mismo punto en el terreno. Así mismo, la imagen A corresponde a una fecha anterior al sismo del 19 de septiembre de 2017 mientras que la imagen B corresponde a una fecha posterior (17/09/17 y 29/09/17 respectivamente). El satélite obtiene información de amplitud y fase de la escena, la amplitud es la intensidad con la que el radar recibe respuesta mientras que la fase queda determinada por la distancia entre la superficie del terreno y la antena del satélite (Lira-Chávez, 2010) (Figura 4.3). El procesamiento de las imágenes se llevó a cabo en el programa SNAP6 donde el punto de partida es la correlación de ambas imágenes, es decir, se lleva a cabo una sobreposición. Los filtros siguientes tienen la función de unir las bandas que componen la imagen, proporcionar mayor nitidez y asignar colores. Finalmente, en el procesamiento final, la imagen tuvo que ser georreferenciada para obtener el interferograma. Después de generar el interferograma, el paso siguiente fue su procesamiento en el sistema operativo LINUX y de esta forma obtener un producto final. El resultado fue un mapa de desplazamientos verticales, en el cual se representa la diferencia de los valores en z de ambas imágenes procesadas, lo que es funcional para acotar zonas de riesgo por subsidencia. Para el caso particular de esta tesis no fue necesario un análisis profundo del procesamiento de las imágenes satelitales, para mayor detalle puede consultarse el libro *Tratamiento digital de imágenes multiespectrales*, (Lira-Chávez, 2010).

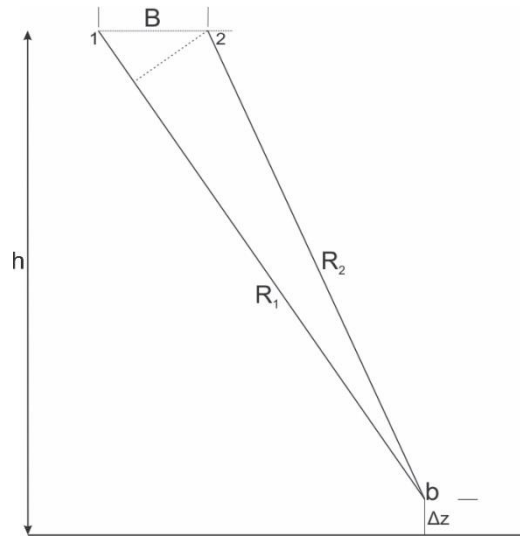


Figura 4.3. Esquema en el que se muestra la obtención de un par interferométrico donde B es la línea base o separación entre las dos antenas, R_i es el rango, b representa el punto en la escena donde se obtienen las imágenes, Δz es la altura del terreno sobre el datum y h es la altura de la plataforma. Modificada de Lira-Chávez, (2010).

4.2.2 Tomografía eléctrica

Los métodos eléctricos son una excelente herramienta para el cálculo de la resistividad eléctrica (ρ), a partir de los cuales es posible obtener la delimitación de unidades geológicas, localización del nivel freático, basamento rocoso, ente otras (Ávila Vargas, 2019). Así mismo, el método de TRE (Maxwell, 1873) se fundamenta en la comparación de los valores de ρ aparente de las formaciones rocosas que se encuentran en el subsuelo a partir de la inyección de electricidad procedente de una fuente externa, la cual, a su vez, es distribuida por medio de electrodos que actúan como transmisores y receptores según la geometría utilizada. Posteriormente, se aplica un modelo de inversión de los potenciales eléctricos medidos entre cada par de electrodos para finalmente obtener la estructura de la resistividad a lo largo de las líneas de flujo de la corriente eléctrica (Lowrie, 2007). En el caso de la elaboración de mediciones geoelectricas, por ejemplo, el método funciona cuando dos electrodos se encuentran bien sujetos a la superficie para inyectar una corriente eléctrica en el suelo. De esta forma, otro par de electrodos se encarga de medir el

voltaje resultante del paso de la corriente por los horizontes de roca. En una medición tomográfica se recolectan cientos de mediciones con cuatro electrodos, cuyas distancias pueden variar a lo largo de la línea (Binley y Kemna, 2005). Para sistemas de medición modernos, es posible crear estos perfiles con una cantidad mayor de electrodos y por lo tanto también de datos. La finalidad del método es obtener un perfil de conductividad del subsuelo, el cual puede interpretarse como una imagen geológica a profundidad (López-Hidalgo, 2004)

Debido a que es un método de análisis vertical, la distancia que existe entre los electrodos modifica las resistividades aparentes a distintas profundidades (Orellana, 1982). Así mismo, es seguro que el voltaje medido varíe de acuerdo con la configuración geométrica empleada para los electrodos. Sin embargo, también depende en gran medida de la conductividad eléctrica característica del subsuelo (Büker *et al.*, 2017). En contraste, los factores tales como el nivel de saturación de agua del subsuelo, mientras que otros pueden ser variables (p/ej. urbanización de la zona, contacto de los electrodos con el suelo o roca etc...).

Por lo anterior, en medios parcialmente saturados de agua, la conductividad eléctrica es directamente proporcional a la cantidad de agua contenida en los poros, es decir que la conductividad eléctrica aumenta con la porosidad del material (fracción de volumen de espacio de poros libres) y el nivel de saturación de agua en un suelo o roca con poca o nula presencia de arcillas (Archie, 1942).

Las cuatro geometrías empleadas en los perfiles de TRE más comunes son: 1) Wenner, 2) Schlumberger, 3) Polo- dipolo y 4) Dipolo- dipolo, las cuales serán descritas brevemente a continuación (Figura 4.4):

1) Wenner: Los electrodos utilizados son colocados en el orden AMNB y a distancias iguales. Esta geometría es muy buena para disminuir el ruido geológico y la caracterización de estructuras horizontales (Ávila-Vargas, 2019).

2) Schlumberger: En esta configuración los electrodos son colocados en el orden AMNB, a diferencia de la geometría anterior, en el arreglo Schlumberger la distancia entre MN debe ser menor a 1/5 de la distancia entre AB.

3) Dipolo-dipolo: Para esta configuración, el orden en el que se instalan los electrodos es ABMN, de tal forma que la separación entre AB, MN y la distancia entre ellos debe ser la misma. Resulta una buena alternativa para la identificación de cavidades o discontinuidades. Sin embargo, como desventaja esta geometría requiere de electrodos más sensibles.

4) Polo-dipolo: La variante respecto a la colocación de los electrodos está en que uno de ellos debe posicionarse a una distancia grande de los tres restantes. Así mismo, esta es la geometría que alcanza una mayor profundidad comparada con las tres anteriores.

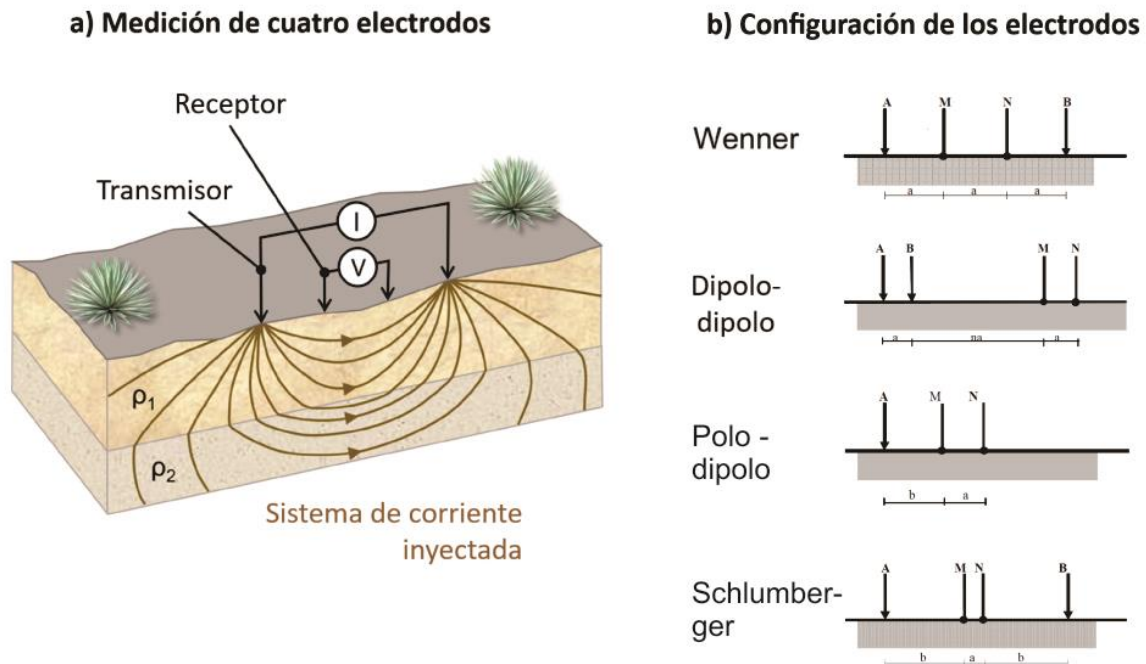


Figura 4.4. En a) se observa la trayectoria de la corriente en el subsuelo para el caso de un perfil elaborado a partir de 4 electrodos donde I es la corriente directa inyectada y V es el voltaje medido mientras que ρ_1 y ρ_2 son conductividades distintas de la roca. En b) se esquematiza la configuración de los electrodos transmisores y receptores de las geometrías más comunes.

Modificada de Búker *et al.* (2017).

En esta tesis, el método que utilizamos para obtener perfiles de TRE se divide en tres etapas descritas a continuación: 1) En la primera etapa se determinó que el modelado inverso de los datos obtenidos para esta tesis se llevaría a cabo utilizando la geometría Wenner (en ambos perfiles) ya que es el mejor arreglo para estructuras horizontales y muy eficaz para disminuir el nivel de ruido en zonas urbanizadas. Ambas secciones de TRE fueron orientadas perpendicularmente a la manifestación superficial del agrietamiento, es decir en dirección E-W. 2) La segunda etapa consiste en la instalación del equipo y el posicionamiento de los electrodos en el terreno (los cuales deben estar en contacto con el suelo). Dependiendo de la distancia disponible para su colocación, los electrodos fueron colocados cada 5 m para el caso de Zac 1 y cada 10 m en Zac 2. Posteriormente, todos los electrodos se conectaron a los cables transmisores de corriente, en cuyo extremo (al centro del perfil) se conectaron al equipo y a la fuente eléctrica (batería) (Figura 4.5) y 3) La tercera y última etapa corresponde a la adquisición de los datos que se obtuvieron con la ayuda de un equipo modelo Syscal Pro Switch 48 y fueron modelados y procesados en periodos de tiempo de 20 a 30 minutos aproximadamente en el software RES2DINV cuyo principio se basa en el procesamiento de los elementos obtenidos para calcular los valores de resistividad aparente al mismo tiempo en que se emplea una técnica de optimización de mínimos cuadrados para el cálculo de la resistividad de los bloques que componen al modelo (de Groot-Hedlin y Constable 1990; Loke *et al.* 2003).

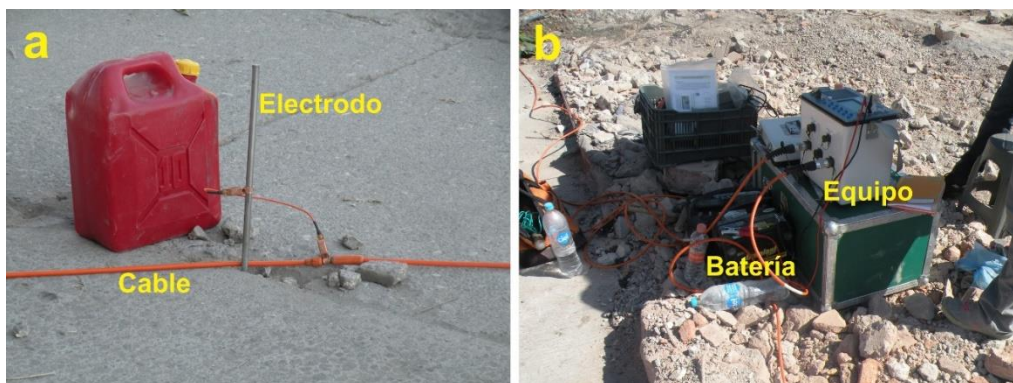


Figura 4.5. Instalación del equipo utilizado para la toma de datos de los perfiles de resistividad eléctrica (TRE).

CAPÍTULO 5. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de las distintas técnicas aplicadas en el presente estudio para documentar las grietas formadas en el suelo durante el sismo del 19 de septiembre de 2017 en la ciudad de Zacatepec, Morelos.

5.1 Observaciones directas

5.1.1 Mapeo de fracturas

Como primer paso para analizar los posibles eventos geológicos que dieron origen al agrietamiento localizado al oeste de Zacatepec, se documentaron en un mapa las fracturas que se generaron durante el sismo tomando en cuenta su longitud, desplazamiento horizontal y extensional, donde se observa que las grietas de mayor apertura (>5 cm) aparecen en la zona centro de la colonia Lázaro Cárdenas, al norte, al sur y en las riberas del río, mientras que hacia los extremos N y S las grietas disminuyen tanto en su longitud como en su desplazamiento extensional (Figura 5.1). Alrededor de 100 viviendas, tres escuelas y un hospital regional del IMSS reportaron daños en el suelo posteriormente al sismo del 19/09/17. Posteriormente y con el registro de la mayor cantidad de grietas que pudimos documentar, estas fueron clasificadas en 4 categorías de color de acuerdo con su desplazamiento extensional como se muestra en la Tabla 5.1.

Tabla 1. Clasificación de fracturas de acuerdo con su desplazamiento extensional en centímetros.

Desplazamiento extensional (cm)	Color
<1	Amarillo
1 a 2	Naranja
2 a 5	Rojo
> 5	Café

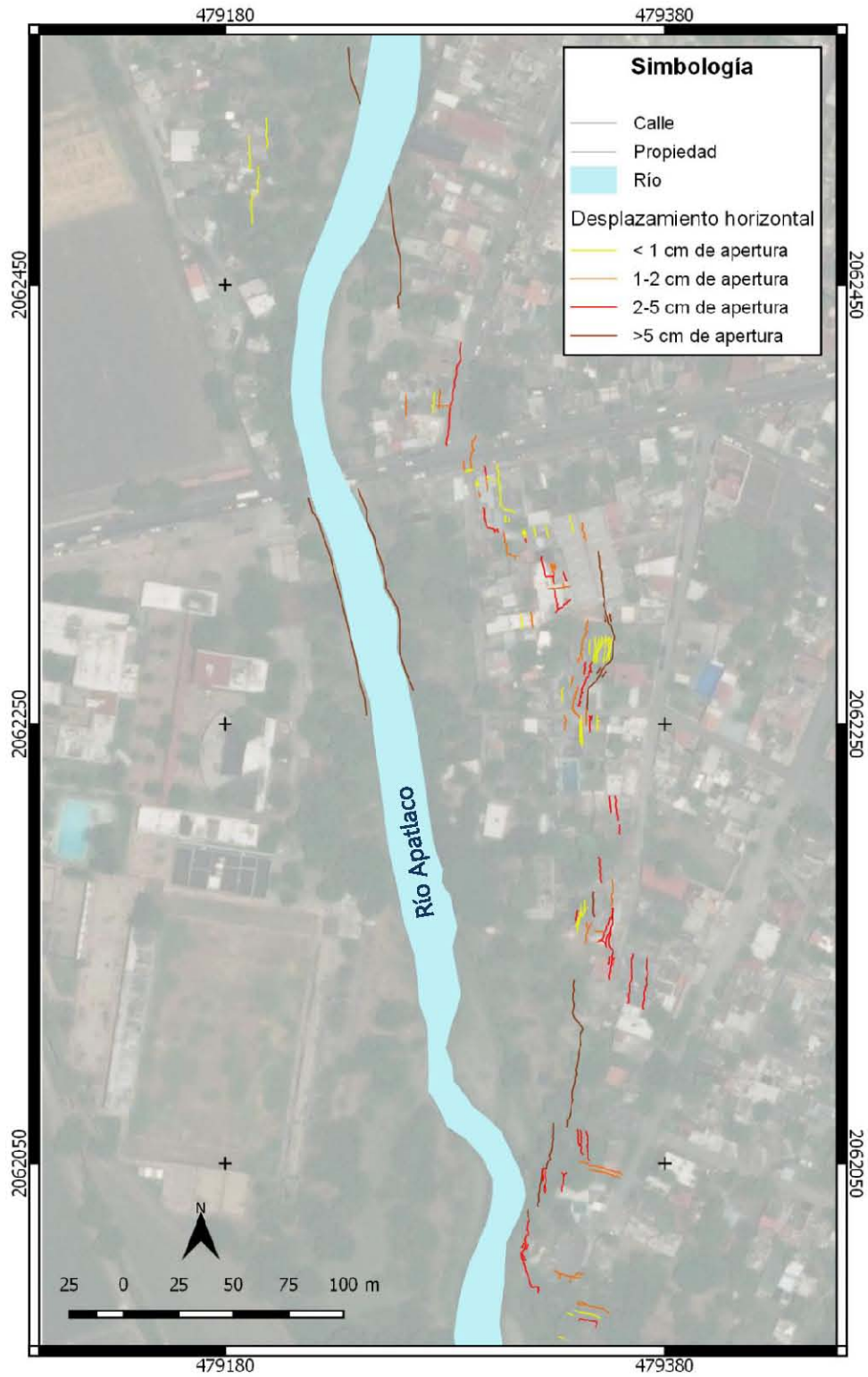


Figura 5.1. Mapa de grietas formadas al oriente de Zacatepec a raíz del sismo del 19 de septiembre de 2017 y su clasificación con base a su desplazamiento extensional.

Además de la elaboración del mapa de fracturas en Zacatepec, se analizaron y registraron todos los rasgos geológicos, geomorfológicos, topográficos e incluso climáticos de la zona, por ejemplo, el relieve plano de la ciudad de Zacatepec, la morfología rectilínea que mantiene el río Apatlaco por 400 m aproximadamente para cambiar súbitamente de dirección hacia el este al sur del área de estudio (Figura 5.2), los rellenos aluviales en las riberas del río y la suposición del incremento del nivel freático debido a la infiltración de agua en el subsuelo por el paso de la temporada anual de lluvias. Para lo anterior, se analizaron estos rasgos a partir de un mapa de pendientes a escala regional, además se observaron posibles zonas de peligro por deslizamientos de laderas cerca del área de estudio, sin embargo, se corrobora que al tratarse de una zona muy plana no representa un riesgo considerable (Figura 5.2).

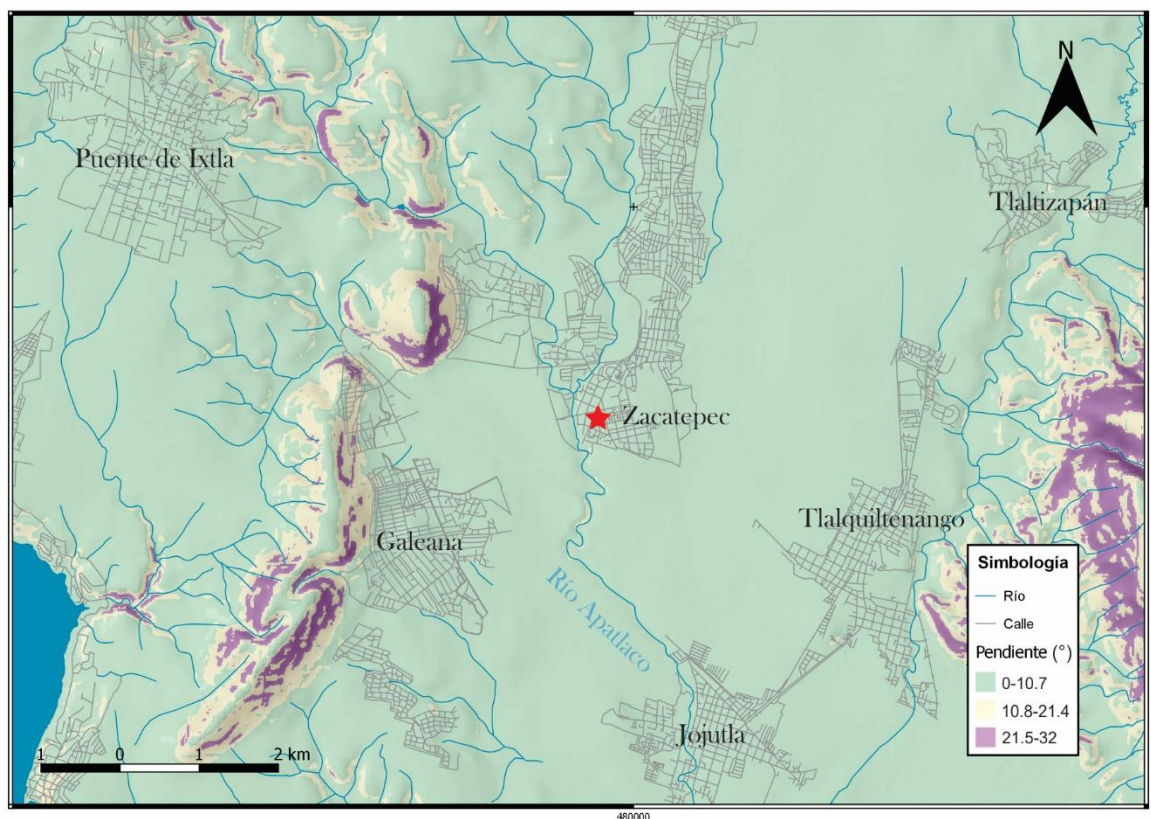


Figura 5.2. Mapa de pendientes a escala 1:50,000 de las inmediaciones del Valle de Cuernavaca, donde el área de estudio está señalada con una estrella roja.

Un rasgo importante observado en las grietas documentadas es que son en su mayoría extensionales y algunas muestran un claro desplazamiento lateral izquierdo, evidenciado por marcadores tales como paredes de viviendas, varillas de acero en bardas y bordes de losetas rotos y desplazados produciendo desplazamientos hasta de 10 cm (Figura 5.3). Cabe mencionar que no se observaron desplazamientos de tipo lateral derecho, ni tampoco se observaron fallas inversas en ninguna de las zonas donde se midieron las fracturas.

Adicionalmente, se elaboró un mosaico de fotografías aéreas a partir de tres vuelos de dron realizados en la zona central de la falla de Zacatepec, donde según el mapa se concentra la mayor exposición de esta (Figura 5.3). El mosaico nos permitió observar la zona de afectación a otra escala. Sin embargo, la resolución no alcanza a revelar evidencias del agrietamiento sobre el terreno, en la imagen se observan las viviendas, bardas y cercas que colapsaron como consecuencia del agrietamiento generado durante el sismo del 19/09/17 así como las zonas donde se observaron y documentaron desplazamientos laterales izquierdos.



Figura 5.3. Fotografías donde se observan los registros de desplazamientos laterales izquierdos señalados por una línea punteada en color rojo ubicados en el mosaico de fotografías aéreas donde el polígono en color rojo indica la franja de viviendas afectadas por el agrietamiento en el suelo.

5.2 Observaciones indirectas

Para complementar las mediciones y observaciones elaboradas durante las campañas de campo, se emplearon técnicas de observación indirectas útiles en el análisis de fallas activas recientes, mismas que proporcionaron información complementaria para la caracterización de la falla de Zacatepec en este trabajo en particular.

5.2.1 Perfiles de tomografía eléctrica

Los perfiles de tomografía eléctrica fueron elaborados con la finalidad de determinar si las fracturas superficiales documentadas en el margen oriental del río Apatlaco continuaban a profundidad y, de ser así, conocer la geometría y el alcance de estas además de interpretar la litología del suelo asociada a los valores de resistividad eléctrica de cada horizonte observado en los perfiles. A pesar de que esta técnica es comúnmente utilizada para el estudio de fallas activas (Caputo *et al.*, 2003), debe considerarse que presenta ciertas limitantes dependiendo de las condiciones particulares de cada zona. Por esta razón, para realizar los perfiles de tomografía eléctrica en el área de estudio fue necesario considerar factores locales que pudieran afectar las mediciones e interpretación de resultados, siendo principalmente dos: 1) la zona está completamente urbanizada; y 2), la calidad del suelo en esa parte del municipio es muy mala debido a los materiales que lo componen (arenas gruesas y medias, fragmentos de escombros etc). Finalmente, tomando en cuenta dichas limitantes los perfiles generados en esta tesis se modelaron empleando la geometría Wenner en vista de que se ajustaba mejor a las características del área de estudio (disminuyendo el ruido aportado por zonas urbanizadas).

Como resultado se obtuvieron dos perfiles, los cuales son perpendiculares al agrietamiento N-S en Zacatepec. El perfil Zac 1 fue medido en la porción central del área afectada, tiene una longitud de aproximadamente 215 m y una profundidad de penetración de ~35 m, con espaciado de 5 m entre cada electrodo, mientras que el perfil Zac 2, fue medido en la porción sur y tiene una longitud de 430 m, con

una profundidad de penetración de ~70 m y espaciamiento de 10 m entre cada electrodo. Los resultados obtenidos a partir de los perfiles de TRE en Zacatepec fueron los siguientes (Figura 5.4):

Se aprecian horizontes relativamente delgados de hasta 10 m cuyos valores de resistividad eléctrica (ρ) corresponden a los más altos de la sección (20.2 a 44 $\Omega \cdot m$), los cuales pueden asociarse con materiales impermeables en la parte inferior del cauce del río Apatlaco (figuras 5.4 y 5.5) o bien, depósitos de origen antropogénico (que pueden contener arcillas o limos), dichos horizontes yacen sobre otras capas de mayor espesor (~30 m) con valores de ρ más bajos (4.3 a 9.30 $\Omega \cdot m$) los cuales se relacionan con depósitos aluviales, es decir, material poco consolidado y mal clasificado. En la parte inferior del perfil, debajo de los horizontes en colores verdes se observan capas más resistivas (20.2 a 44 $\Omega \cdot m$) de al menos 45 m de espesor, donde según la escala de valores de resistividad eléctrica de diferentes materiales de la Figura 5.6 pueden contener limos o arcillas, las cuales muy probablemente corresponden a los conglomerados bien consolidados y matriz soportados de la Fm. Cuernavaca, este conglomerado aflora en el cerro sobre el cual se localiza la colonia Emiliano Zapata, al norte en el municipio de Zacatepec de Hidalgo.

Tanto en el perfil Zac 1 como en Zac 2 se observa una discontinuidad entre los horizontes justamente al centro de la sección, la cual, coincidentemente se encuentra por debajo de la zona donde se concentra el mayor agrietamiento en la superficie (Figura 5.5), el mismo que fue reportado en el mapa de fracturas de la Figura 5.1.

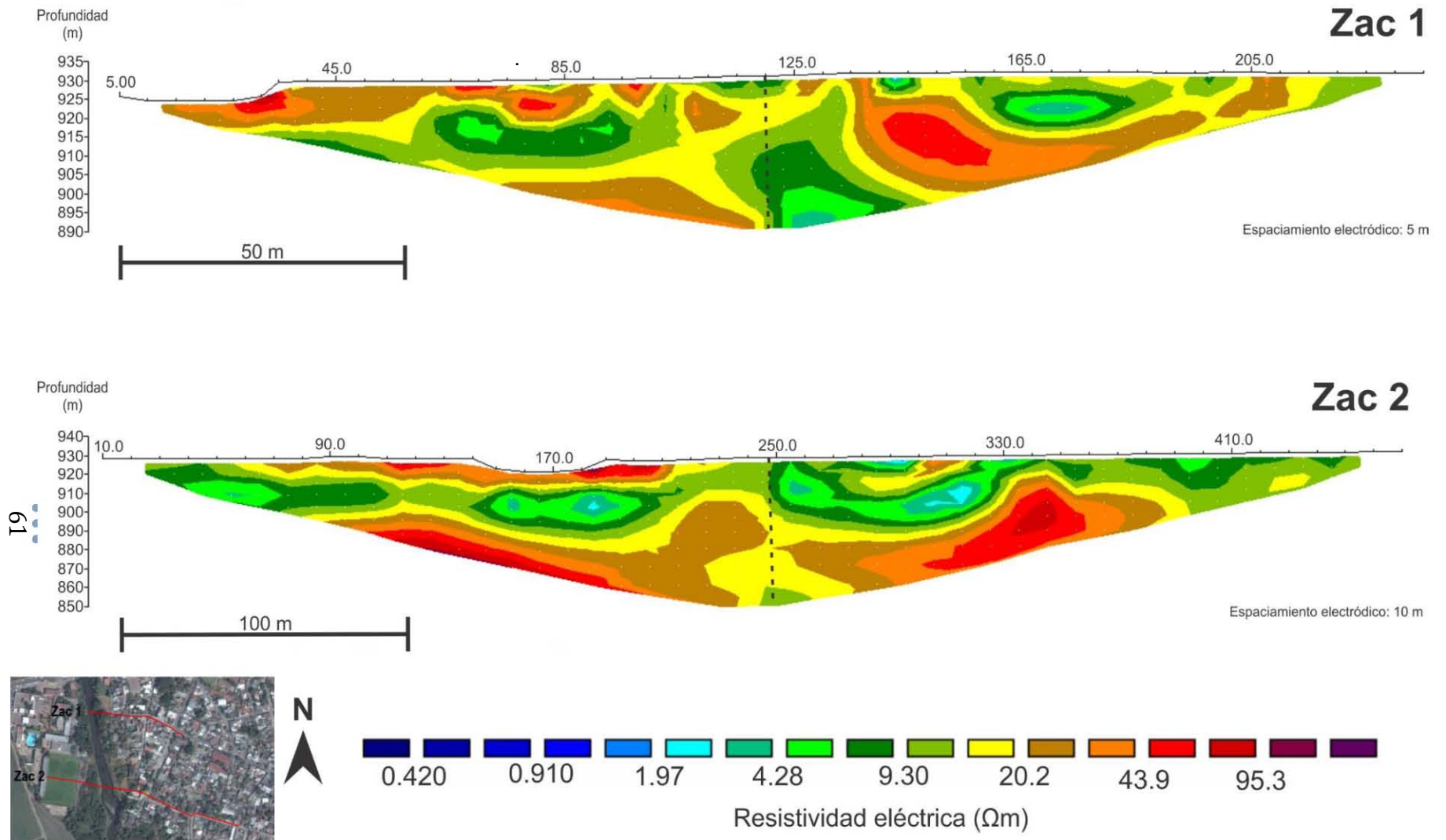


Figura 5.4. Perfiles de tomografía eléctrica (Zac 1 y Zac 2) con escala de valores de resistividad eléctrica (ρ) a diferente escala donde se observa una discontinuidad señalada con líneas punteadas a través de los horizontes resistivos debajo del agrietamiento superficial documentado. En la parte inferior izquierda se muestra el croquis de localización de los perfiles.

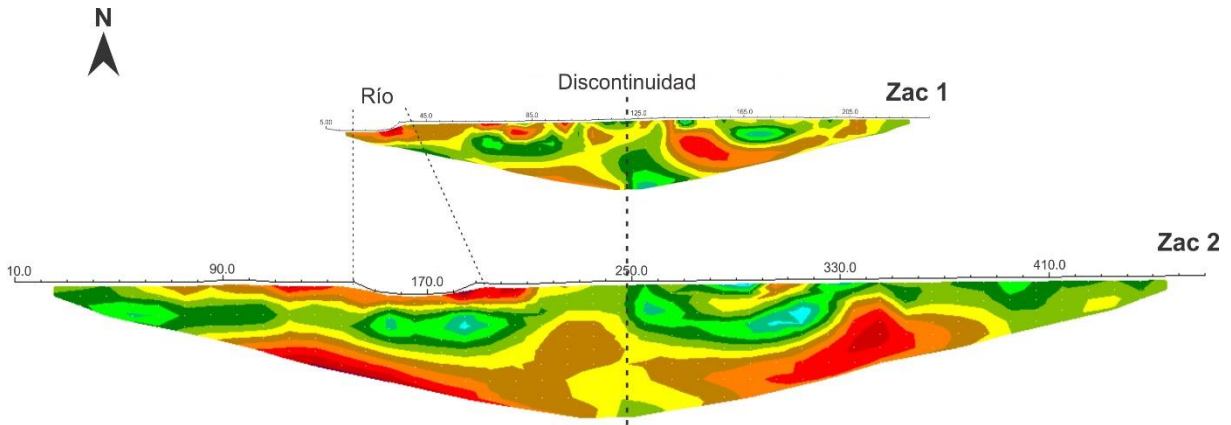


Figura 5.5. Correlación a escala de los perfiles de TRE (Zac 1 y Zac 2) donde se señala con líneas punteadas en color negro la discontinuidad entre los horizontes resistivos y el río Apatlaco en ambas secciones.



Figura 5.6. Esquema de valores de resistividad eléctrica para distintos materiales y tipos de roca. Tomada de Ávila-Vargas, (2019).

5.2.2 Mapa de desplazamiento vertical

A partir de la obtención del interferograma del área de estudio, el cual se basó en el procesamiento de imágenes satelitales de radar cuya obtención se describe en el capítulo anterior, fue posible obtener un mapa de desplazamientos verticales (Figura 5.7) causados presumiblemente por los movimientos del terreno del sismo del 19 de septiembre de 2017. El mapa de desplazamientos verticales permitió analizar la subsidencia tanto a escala regional como a escala local, gracias a que la cobertura del interferograma es muy amplia. Sin embargo, debido a que el área de estudio es relativamente pequeña (de alrededor de 1 km²), la resolución espacial del mapa de desplazamiento vertical en Zacatepec es baja, ya que las dimensiones de cada píxel son de 5 m². A pesar de ello, el desplazamiento vertical que se distingue entre los píxeles es del orden de algunos centímetros.

Al analizar a detalle el mapa de desplazamiento vertical en el área de estudio, se observa un desplazamiento diferencial relativo al W de la ciudad de Zacatepec, al W del río Apatlaco los valores de desplazamiento vertical son del orden de hasta 14 o 15 cm mientras que al E del río la subsidencia acusa valores de entre 7 y 8 cm, es decir, que se comportan como dos bloques con movimientos diferentes durante el sismo del 19/09/2017. Las variaciones espaciales de desplazamiento vertical sugieren una diferencia de desplazamiento de alrededor de 7 a 8 cm entre ambos bloques, los cuales evidencian un reajuste sobre el río Apatlaco. Dichos valores de desplazamiento son consistentes con los datos medidos en campo sobre la zona de grietas (Figura 5.8).

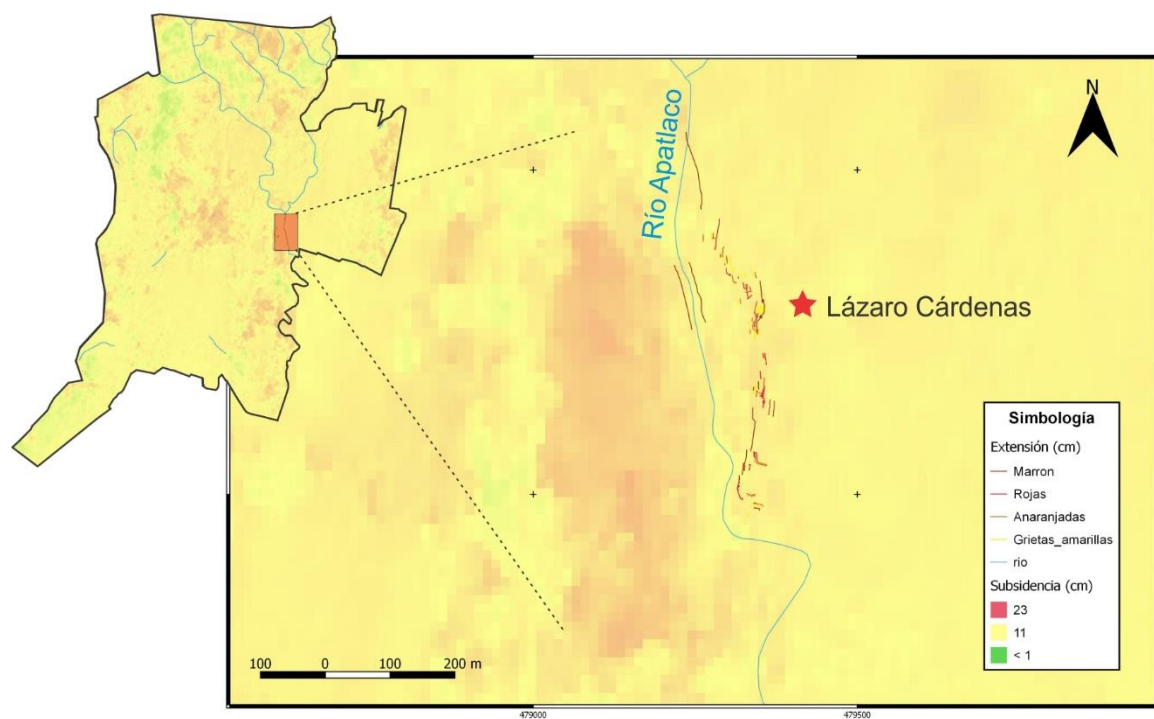


Figura 5.7. Mapa de desplazamiento vertical en la colonia Lázaro Cárdenas en Zacatepec, obtenido a partir de interferometría.



Figura 5.8. Fotografías de grietas de 7 a 8 cm de extensión, la cuales coinciden con la diferencia de desplazamientos observada en el mapa de subsidencia de la Figura 5.7.

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En este capítulo se discuten las implicaciones de los resultados presentados en el capítulo anterior, en las hipótesis y preguntas planteadas en esta tesis, las cuales se presentan en los subtemas 6.1.1 a 6.1.3. Así mismo, se presentan una serie de recomendaciones (subcapítulo 6.2), las cuales pueden ser de utilidad para los habitantes de Zacatepec, quienes fueron directamente afectados por los efectos del sismo del 19 de septiembre de 2017.

6.1 ¿Qué generó las grietas en Zacatepec?

Las grietas formadas al occidente de la ciudad de Zacatepec de Hidalgo, Morelos, por el sismo del 19/09/2017 se distribuyen sobre una franja orientada N-S. El hecho de que estén localizadas en una zona restringida y presenten una orientación preferencial nos permite suponer tres mecanismos de formación: 1) compactación diferencial del suelo; 2) deslizamiento gravitacional del suelo o proceso de remoción en masa (PRM) hacia las riberas del río Apatlaco; y 3), la activación o reactivación de una falla geológica en el subsuelo.

Estos modelos fueron propuestos con base en las condiciones geológicas, geomorfológicas y climáticas que controlan el área de estudio, tales como la topografía, el suelo granular pobremente consolidado y altamente saturado en agua que se observó en algunas zonas de la colonia Lázaro Cárdenas, la cercanía de la zona afectada con el río además del incremento del nivel freático asociado con el paso de la temporada anual de lluvias (441 mm en septiembre de 2017) (datos del Servicio Meteorológico Nacional). De acuerdo con lo anterior, los modelos se describen a continuación:

6.1.1 Compactación superficial del suelo

Un suelo puede compactarse o expandirse dependiendo de sus propiedades petrofísicas, así como del esfuerzo efectivo de su confinamiento. En suelos densos, las partículas se

encuentran juntas unas con respecto de otras, por lo que se bloquea el movimiento entre ellas. Sin embargo, el suelo puede dilatarse o expandirse si la presión de fluido de poro supera la presión de confinamiento. Por lo contrario, en suelos poco densos las partículas están alejadas unas respecto de otras (como un material suelto), lo cual provoca que estas se muevan hacia los espacios vacíos entre las partículas adyacentes cuando incrementa la compresión entre ellas. Cuando esto ocurre, se dice que hay una disminución en el volumen del suelo o compactación (Duncan, 2014). El fenómeno de compactación de suelos puede ocurrir debido a las vibraciones en el terreno que genera un sismo, donde la aceleración de las ondas sísmicas varía dependiendo de las características particulares de cada suelo, tales como granulometría y nivel de saturación. Por esa razón, un sismo de magnitud media (4-7 en escala Richter) puede generar compactación del suelo, lo cual va de la mano con otros fenómenos como el incremento de desplazamientos en la superficie del terreno, licuefacción o inestabilidad de laderas (Carrillo, 2008).

El fenómeno de compactación de suelo generado por sismos es algo común. Un caso importante fue reportado en Golcuk, Turquía en agosto del año 1999, donde ocurrió un sismo de magnitud 7.4, el cual generó compactación diferencial de suelo de aproximadamente 3 m en un bloque de 3 km en su lado más largo. Dicha compactación estuvo asociada con una intensa licuefacción y generó grietas sin orientación preferencial, excepto en los límites del bloque (Carrillo, 2008). En contraste, a pesar de las condiciones geológicas en el área presumiblemente compactada, existen rasgos que no corresponden con un evento de compactación. Por ejemplo: el agrietamiento formado durante el sismo del 19/09/17 se limita en una franja orientada N-S, cuyo desplazamiento no es únicamente vertical sino también lateral izquierdo de la misma magnitud (hasta 8 cm), el cual no puede explicarse completamente mediante este modelo. Así mismo, los resultados que muestra el mapa de subsidencia (Figura 5.7) acusan la caída de dos bloques a escala centimétrica en los extremos este y oeste del río Apatlaco (de 7 y 14 cm respectivamente), cuya diferencia vertical entre ambos se asocia con el desplazamiento horizontal de las grietas formadas en Zacatepec (7-8 cm), las cuales cabe aclarar, no corresponden con la geometría de los bloques supuestamente compactados.

6.1.1.1 Licuefacción

Por otra parte, asociado con la compactación superficial del suelo, es probable que el fenómeno de licuefacción ocurriera de forma local. Este fenómeno resulta muy similar al comportamiento de las arenas movedizas. Lo que ocurre básicamente es que en un suelo no cohesivo y confinado no se permite el flujo libre de agua, al ocurrir el sismo una serie de vibraciones facilitan cambios tales como la compactación del suelo granular. Al disminuir el volumen de los espacios vacíos a profundidad aumenta la presión de poro lo que genera una reducción gradual del suelo al cizallamiento y la presión efectiva se reduce a cero, justo en ese momento las partículas en el suelo pierden resistencia y produce el efecto de licuefacción. Finalmente, la presión hidrostática aumenta ocasionando que el agua fluya hacia arriba generando una estructura en forma de cono invertido en superficie, por la cual se expulsan las partículas componentes del suelo combinadas con el agua en forma de lodo. Sin embargo, todo este proceso genera mucho daño en superficie, especialmente si se trata de un área urbanizada, ya que los edificios y viviendas en general experimenten hundimientos o se inclinan fuertemente hacia un lado (Sauter, 1989)

A pesar de que no se observaron evidencias tales como cortinas de agua o volcanes de lodo durante el sismo, al sur del área de estudio en la colonia Lázaro Cárdenas, una vivienda presentó inclinación en toda su estructura sin llegar a colapsar (Figura 6.1), aspecto característico de fenómenos de licuefacción en zonas urbanizadas.

Finalmente, el modelo de subsidencia propuesto en este subcapítulo (Figura 6.2) no justifica el origen del agrietamiento al oeste de Zacatepec y aunque no se descarta la posibilidad de la ocurrencia de licuefacción en el área de estudio este fenómeno tampoco justifica las grietas generadas por el sismo.



Figura 6.1. Fotografía donde se observa la inclinación de la estructura parcialmente colapsada al sur de la colonia Lázaro Cárdenas, lo cual pudo haber sido causado por licuefacción.

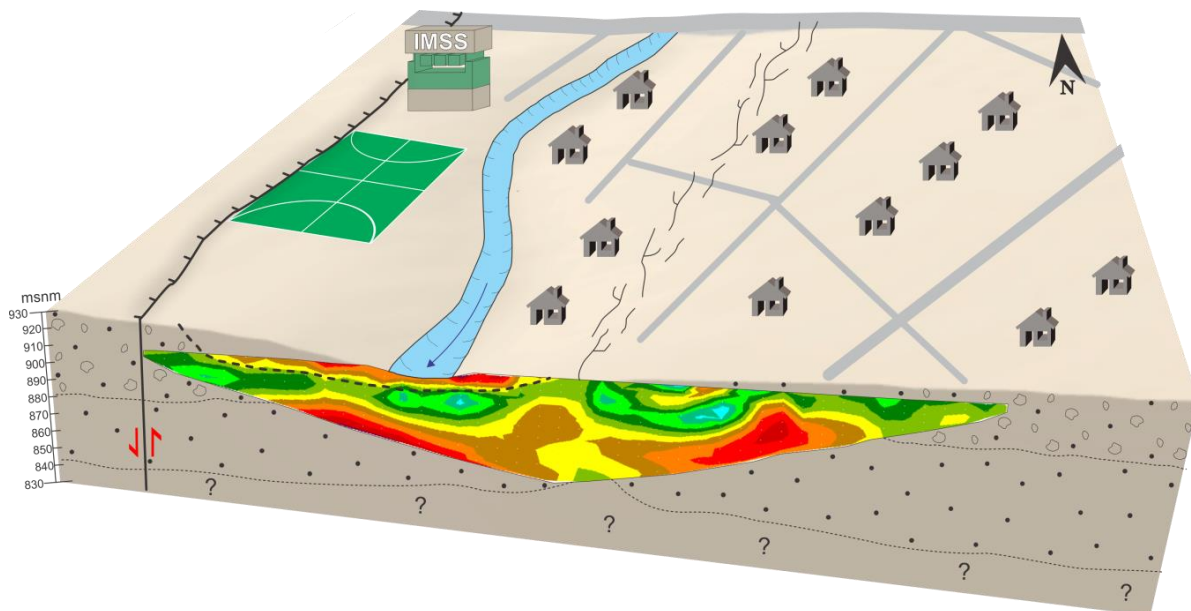


Figura 6.2. Modelo que muestra subsidencia diferencial en la porción W del área afectada cerca del hospital del IMSS y la cancha de futbol, la zona de debilidad señalada con las flechas en color rojo corresponde al bloque caído según el mapa interferométrico de desplazamientos en z mientras que al E del río Apatlaco se localiza la zona agrietada. El perfil de TRE corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río.

6.1.2 Colapso gravitacional o proceso de remoción en masa (PRM)

El colapso gravitacional es un proceso de remoción del suelo y/o depósitos mal consolidados depositados sobre una pendiente, los cuales son desplazados pendiente abajo por la acción de aceleraciones horizontales y verticales, causadas por la fuerza de gravedad o por un sismo. Durante los sismos, ocurren variaciones cíclicas en las tensiones de la pendiente, las cuales se intensifican durante pequeños lapsos de tiempo (segundos o fracciones de segundo). Es muy probable que, a causa de estos aumentos en las tensiones, el suelo pierda resistencia, reduciendo la estabilidad de la pendiente y produciendo remoción de masas hacia zonas más bajas. Este tipo de deslizamiento ocurre típicamente sobre pendientes con un ángulo de inclinación mayor a 15° para materiales muy poco cohesivos en reposo (Duncan, 2014). Sin embargo, durante los sismos, los cuales son los principales detonantes de movimientos de masas, se pueden producir desplazamientos en pendientes incluso más bajas (Mardones *et al.*, 2012), dado que existen otros factores que facilitan un deslizamiento, por ejemplo, la infiltración de agua en el suelo, además de intemperismo y erosión (Mora-Ortiz *et al.*, 2012). Los deslizamientos de masas pueden ocurrir bajo una extensa variedad de condiciones geomorfológicas, geológicas o climáticas, donde dependiendo si la zona se encuentra urbanizada o no, los riesgos que implica pueden incrementar o disminuir (Alcántara *et al.*, 2007).

En México, los procesos de remoción en masa (PRM) son comunes. Por ejemplo, el deslizamiento de masa de suelo que ocurrió en San Juan Grijalva, Chiapas, el 4 de noviembre de 2007, cuyo volumen desplazado fue de aproximadamente 5 millones de metros cúbicos ocasionando el bloqueo total del cauce del río Grijalva (Mora-Ortiz *et al.*, 2012). Aunque la magnitud de este fenómeno no se compara con lo observado en Zacatepec, en este capítulo planteamos la posibilidad de que las grietas estudiadas sean el resultado del mismo fenómeno.

Similar al deslizamiento en Chiapas, las grietas que se formaron durante el sismo del 19/09/17 en Zacatepec siguen una traza ligeramente curva, por lo cual pueden ser resultado de un PRM, el cual pudo generar una corona de ruptura (con forma semicircular,

Figura 6.3). Un desprendimiento de este tipo genera típicamente grietas extensionales, con una dirección de extensión resultante paralela a la bisectriz de la corona. Es posible tener grietas con cinemática izquierda o derecha, a un lado y otro de la bisectriz, respectivamente, los cuales acomodan el desplazamiento relativo entre bloques colapsados.

En este modelo se considera que la posibilidad de que las grietas estudiadas sean consecuencia de un PRM hacia el cauce del río Apatlaco. Este fenómeno sería favorecido por el hecho de que los lechos de los ríos acumulan sedimentos poco consolidados, algunas veces ricos en arcilla y a que los cauces o lechos de los ríos migran o se desbordan lateralmente, formando terrazas sepultadas bajo su cauce actual o sus inmediaciones los cuales representarían volúmenes de masa potencialmente removibles.

En las tomografías de resistividad eléctrica a lo largo de dos secciones a través del río Apatlaco, vemos que los depósitos aluviales asociados con este cauce (anomalías superficiales rojizas ricas en arcilla abajo del río), se restringen a los últimos 10 a 15 metros por debajo del lecho del río, y hasta 50 metros a cada lado, sin alcanzar lateralmente a la zona donde se documentaron las grietas (Figura 6.3). Aunado a esto, el hecho de que sólo se documentaron grietas con desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la supuesta "corona de deslizamiento", no apoya la posibilidad de un PRM hacia el río Apatlaco como la causa de las grietas observadas. Más aún, las grietas documentadas en la parte norte de la colonia Lázaro Cárdenas ya tienen una orientación N-S, y atraviesan el río (Figura 6.4) y manteniendo la misma orientación N-S, aunque con extensiones horizontales menores (de 1-2 cm). Finalmente, la ciudad de Zacatepec se asienta sobre un relieve plano, de 2° a 3° de pendiente y ~4 m de diferencia desde la zona agrietada hasta el centro cauce del río (Figura 6.5).

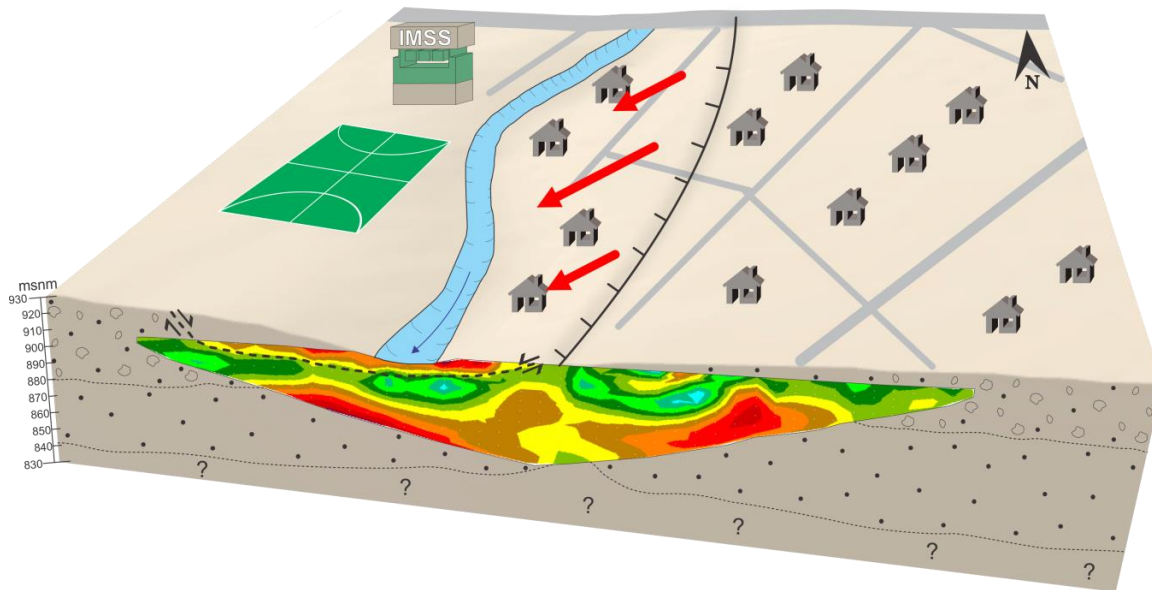


Figura 6.3. Modelo de deslizamiento gravitacional en el cual se observa la posible corona de ruptura al E del río Apatlaco. Las flechas rojas señalan la posible trayectoria que sigue el deslizamiento del bloque de suelo la cual justifica los desplazamientos laterales izquierdos documentados. El perfil de TRE al frente del bloque corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río la cual se asocia con terrazas sepultadas por desbordamientos antiguos.



Figura 6.4. Fotografía al Norte del río Apatlaco donde una grieta de ± 1 m de desplazamiento vertical, produce el colapso local de un bloque hacia el río.

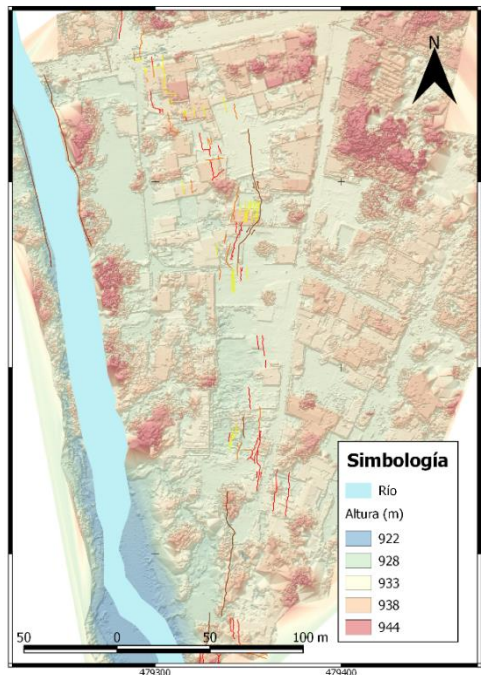


Figura 6.5. Mapa de valores de altura (msnm) donde se observan los valores de altura en la parte central del área de estudio, los cuales se mantienen en 928 m al nivel del terreno, mientras que las zonas en colores rojo y naranja que van de 938-944 m corresponden a zonas elevadas (azoteas y copas de árboles).

6.1.3 Actividad de una falla

Los sismos de origen tectónico son agentes de detonantes de procesos geológicos, tales como el deslizamiento de laderas, erosión, vulcanismo, cambios hidrológicos además de la activación o reactivación de fallas geológicas locales. Generalmente, el 90% de los sismos históricos de mayor magnitud ocurren en regiones que manifiestan fallas activas. El estudio de las fallas no es ejercicio sencillo, ya que requiere de observaciones detalladas en campo, además de técnicas de percepción remota para su evaluación. Las principales manifestaciones de fallas activas son (Trifonov *et al.*, 1993):

- Desplazamientos del terreno generados en un relieve “joven”.
- Fracturas sísmicas de origen reciente o histórico.
- Alineaciones en los hipocentros de algunos sismos.
- Desplazamientos recientes percibidos por estaciones geodésicas.

Como referencia, en las Montañas Kunlún, al norte del Tíbet, un sismo de magnitud 7.9 suscitado en octubre de 2001, el cual generó grietas a lo largo de 450 km desde su extremo oriente, las cuales cortan una unidad de lechos rojos y depósitos de origen glaciar generando fracturas de cizalla, desplazamientos horizontales de hasta 16 m y *mole tracks*. Las fallas y fracturas y sus desplazamientos se documentaron en campo, mediante análisis de inversión sísmica e imágenes satelitales de alta resolución (Lin, 2009). Basado en este estudio, Lin (2009) concluyó que la Falla Kunlún tuvo una reactivación con su misma cinemática durante el sismo (Figura 6.6b, d). Con base en este antecedente, y a pesar de que los desplazamientos observados en las grietas de Zacatepec son casi tres órdenes de magnitud más pequeñas que los de la falla Kunlún (Figura 6.6a, c), se propone el modelo ilustrado en la Figura 6.7, en el cual se asume que el agrietamiento al poniente de Zacatepec fue resultado de la actividad o reactivación de una falla geológica local. Los rasgos analizados para sustentarlo se explican a continuación en este subcapítulo.



Figura 6.6. Fotografías de comparación entre la falla Kunlún y las grietas de Zacatepec, en a) y b) se observa la apertura de las grietas en cada zona mientras que en c) y d) se observa desplazamiento lateral izquierdo.

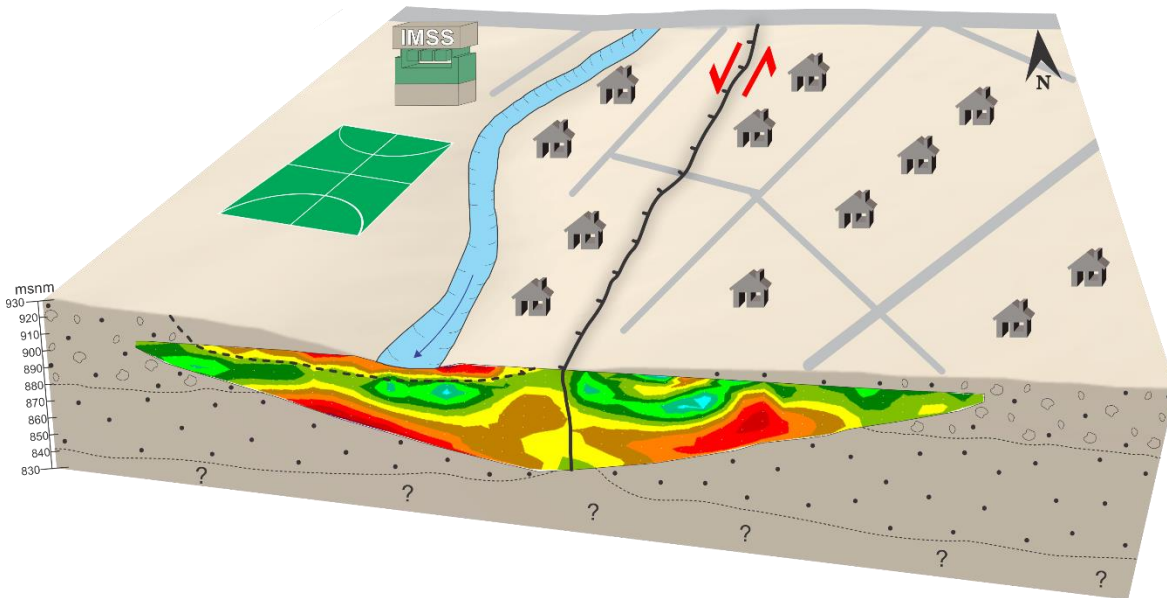


Figura 6.7. Modelo de actividad de una falla, donde las flechas en color rojo indican la cinemática lateral izquierda. El perfil de TRE corresponde a la sección Zac 2 en la cual se señalan con una línea punteada los horizontes que corresponden al área de influencia del río Apatlaco.

Las grietas en Zacatepec observadas en el mapa de la Figura 5.1, se alinean en una franja N-S que se extiende por aproximadamente 800 m, la cual parece cruzar el río al N del área. Coincidentemente, debajo del agrietamiento superficial, se observa una discontinuidad entre los horizontes del suelo a partir de los perfiles de tomografía eléctrica perpendiculares al cauce del río (Figura 6.7). Además, las fracturas documentadas acusan una cinemática lateral izquierda de hasta 8 cm, la cual quedó registrada en bardas, varillas de acero y pisos de cemento cortados y desplazados, además de una componente normal con caída hacia el oeste. La componente normal de la falla es consistente con los desplazamientos de decenas de metros que se observan en marcadores estratigráficos en la tomografía de resistividad eléctrica (Figura 6.7).

Al ubicar este rasgo en una escala regional, el área de estudio se encuentra contenida dentro del campo volcánico Chichinautzin, el cual se caracteriza por tener la tasa de erupción más alta respecto a otros campos volcánicos pertenecientes a la FVTM. A su

vez, este campo es considerado un *horst* con orientación E-W, limitado por fallas normales N-S, las cuales son consideradas activas (Arce *et al.*, 2013). Así mismo, los conos cineríticos al norte de Zacatepec se encuentran alineados en dirección N-S (Bloomfield, 1975), lo cual coincide con la orientación de las grietas al poniente del municipio, así como con las grietas con la misma orientación extensionales que afectaron a sitio arqueológico de Xochicalco, y que fueron formadas durante el sismo (Figura 6.8a).

En 2013, Arce y colaboradores publican un trabajo en el cual se reporta la edad de los conos cineríticos alineados (N-S) en el Valle de Cuernavaca mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y cuyas edades van de 80 mil años a 1 Ma lo que implica que estas estructuras volcánicas son muy jóvenes en tiempo geológico (Figura 6.8b). Otro elemento regional considerado en este modelo fue la sismicidad en la zona, por lo que se analizó la recurrencia de sismos someros (hasta 60 km de profundidad) históricos en la región del Valle de Cuernavaca, cuyo resultado muestra también una alineación N-S de los epicentros de sismos someros y de magnitud <4 en los últimos 9 años al norte de la ciudad de Zacatepec y hasta la ciudad de México (Figura 6.9). Lo anterior en conjunto, sugiere que la zona del valle de Cuernavaca experimenta una extensión E-W, la cual da lugar a fallas normales con orientación N-S, las cuales coinciden con la alineación de conos cineríticos pleistocénicos y fallas preexistentes con la misma orientación (Fries, 1960, Arce *et al.*, 2013). Sin embargo, aunque este modelo se encuentra bien sustentado, el fenómeno observado en Zacatepec es un rasgo a escala local y de poca extensión en comparación con los eventos regionales que se mencionan anteriormente (alineación de conos cineríticos y epicentros de sismos someros). Así mismo, tanto la mala calidad del suelo como las condiciones climáticas en el área de estudio no apoyan completamente la aseveración de que se trate de la activación o reactivación de una falla geológica.

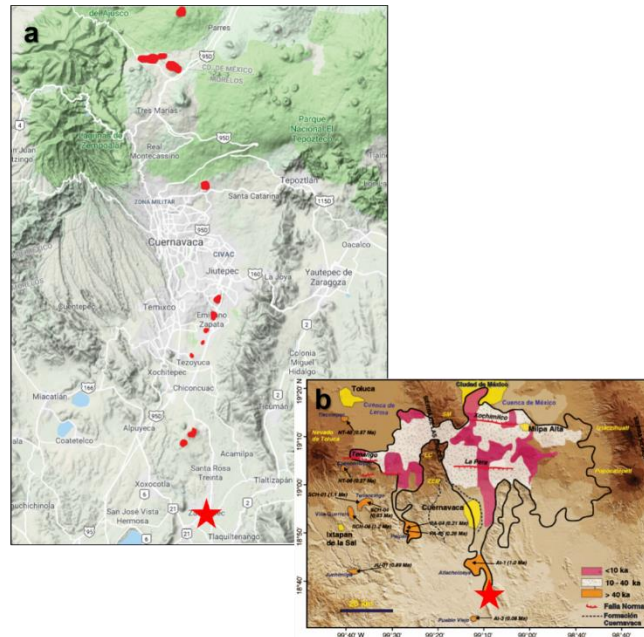


Figura 6.8. Mapas regionales del área de estudio donde se señala Zacatepec con una estrella roja. En a) se muestran con color rojo los conos cineríticos alineados al norte de Zacatepec orientados N-S. En b) se observa el mapa de edades de las estructuras volcánicas que componen al grupo Chichinautzin al cual pertenecen los conos cineríticos señalados en a). Modificada de Arce *et al.* (2013).

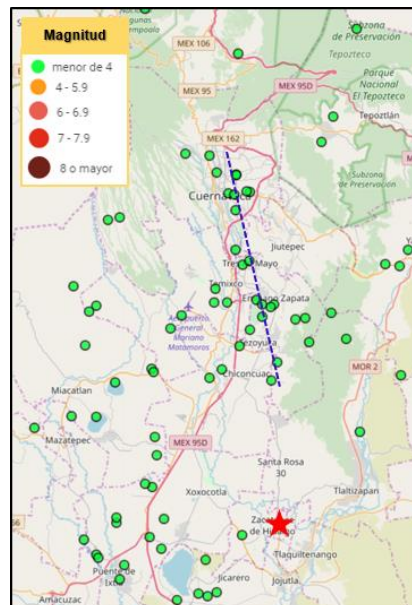


Figura 6.9. Mapa sintético que despliega los epicentros de sismos someros del año de 2010 a 2019 en la zona del Valle de Cuernavaca generando una alineación orientada casi N-S. La estrella roja indica la ubicación de la ciudad de Zacatepec.

6.2 Recomendaciones

Debido a los riesgos que implica habitar en una zona susceptible a los efectos de un sismo, se proponen una serie de recomendaciones dirigidas a los habitantes de la colonia Lázaro Cárdenas al poniente del municipio de Zacatepec, Morelos:

1. Se sugiere no construir ningún tipo de vivienda o inmueble sobre la traza principal de la falla, la cual puede ser fácilmente identificada por el denso agrietamiento en el suelo.
2. Reubicar a las personas cuyas viviendas se localizan más cercanas al río Apatlaco con la finalidad de evitar cualquier tipo de deslizamiento de suelo o inundación al incrementar su cauce.
3. Rehabilitar los espacios sobre la traza de la falla como áreas verdes, canchas, pistas, zonas de siembra etc.
4. En caso de que los habitantes damnificados no puedan ser reubicados, es importante contar con un plan eficaz de seguridad en caso de ocurrir un nuevo evento sísmico, donde se contemple la seguridad y protección de todos los habitantes de la vivienda.
5. Los habitantes pueden informarse sobre las condiciones geológicas y los riesgos que implica habitar cerca de una zona de falla activa, ya sea en este trabajo de tesis o en el Reporte Técnico proporcionado a Protección Civil del municipio en mayo de 2018. De esta manera, poder actuar con más herramientas en un evento sísmico futuro.
6. Para monitorear el comportamiento de la falla se recomienda no resanar las grietas y colocar testigos de yeso en su interior para observar periódicamente si se presenta algún cambio.

7. Solicitar a las autoridades correspondientes la colocación de al menos un inclinómetro para saber si hay deslizamiento entre los bloques de suelo a los extremos de la traza principal del agrietamiento y de ser así, la dirección en la que se mueven. Además, se sugiere colocarlo con una inclinación inicial hacia el E, perpendicular a la traza principal del agrietamiento.

8. Se sugiere a las autoridades y habitantes de Lázaro Cárdenas adquirir un GPS diferencial, capacitarse en su manejo y colocar marcadores (p/ej. varillas o postes pequeños) que deberán monitorear en periodos de 1 o 2 años.

6.3 Conclusiones

El sismo del 19/09/17 ocasionó grandes daños en la zona centro-sur de México, principalmente en los estados de Morelos, Puebla y la Ciudad de México. En Morelos, uno de los municipios más afectados fue Zacatepec de Hidalgo, el cual experimentó un fenómeno geológico que generó un denso agrietamiento concentrado en una franja orientada N-S de aproximadamente 1 km de longitud, en la cual hubo afectaciones importantes en aproximadamente 100 viviendas además de tres escuelas y el hospital regional del IMSS. Debido a que decenas de viviendas colapsaron total o parcialmente en el área agrietada, fue necesario hacer un estudio que permitiera determinar el posible origen de las grietas, y a partir de este conocimiento proponer recomendaciones para disminuir el riesgo y prevenir desastres mayores por eventos sísmicos en esta área.

Con este propósito, se implementó una metodología para el estudio de estas estructuras, la cual incluyó los siguientes pasos: 1) Se elaboró un mapa en el cual se documentaron la mayor cantidad de grietas, además de que se clasificaron de acuerdo con su desplazamiento vertical, horizontal y extensional. 2) Se tomaron fotografías aéreas con un dron, lo cual permitió un registro de las construcciones afectadas. 3) Se generaron dos perfiles de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) perpendiculares a la traza principal del agrietamiento y al cauce del río, para determinar si la expresión superficial de las grietas tenía continuidad hacia el subsuelo y de ser así, observar su geometría y profundidad. 4) Se elaboró un interferograma regional con imágenes satelitales a partir del cual se obtuvo un mapa de subsidencia de la región para localizar las zonas de mayor daño. 5) Partiendo de los resultados obtenidos, se consideraron tres modelos basados en las características geológicas, geomorfológicas y climáticas del área de estudio que pudieran explicar el origen de las grietas en Zacatepec: I) Compactación superficial del suelo; II) deslizamiento gravitacional; y III) actividad de una falla.

Cada modelo fue ponderado con base en las características geológicas, geomorfológicas, climáticas y sismológicas de esta zona de Morelos, con la finalidad de determinar cuál es el que mejor explica el agrietamiento al poniente de Zacatepec. De acuerdo a estos análisis, se concluyó que las grietas de Zacatepec han sido muy probablemente

consecuencia de la reactivación de una falla más vieja, sepultada en el subsuelo, la cual ha acumulado desplazamiento del orden de decenas de metros en depósitos del Pleistoceno de la Fm. Cuernavaca, como se observa en los horizontes discontinuos y desplazados en las secciones de TRE, justo por debajo de la zona agrietada. Sin embargo, no se descarta también la posibilidad de que algunas de estas grietas hayan sido consecuencia de deslizamiento gravitacional sobre todo aquellas más cercanas al cauce del río Apatlaco.

El riesgo por la reactivación de dicha falla dependerá de aspectos como la dirección de arribo y la propagación de las ondas sísmicas, la magnitud del sismo además de la recurrencia sísmica en la zona (Álvarez, 2017). Específicamente en el valle de Cuernavaca, no hay recurrencia en los sismos suscitados durante los últimos 50 años, los cuales además de ser de magnitud baja (hasta 4), parecen alinearse en dirección N-S y NW-SE tanto en el valle de Cuernavaca y hasta la ciudad de México, como en el sistema Popocatepetl Iztaccíhuatl y al N de Izúcar de Matamoros.

De acuerdo con lo observado en el área estudiada durante el sismos del 19 de septiembre de 2017, debe ocurrir un sismo de al menos magnitud 7 y cuyo epicentro se localice a menos de 50 km de Zacatepec para reproducir el fenómeno observado, lo cual sólo ha ocurrido en una ocasión en los últimos cincuenta años. Con base en lo anterior, consideramos que la probabilidad de que ocurra un desastre similar al del 19/09/17 que implique un riesgo mayor para los habitantes de Zacatepec y sus bienes no es muy alto a causa a su baja recurrencia. Sin embargo, es importante seguir las recomendaciones propuestas en el subcapítulo anterior debido a que es posible que existan grietas que no estén controladas por la actividad de una falla, sino a erosión fluvial o inundaciones debidas a la proximidad con el río Apatlaco.

Referencias

Alcántara-Ayala, I., Murillo-García, F.G., 2007, Procesos de remoción en masa en México: hacia una propuesta de elaboración de un inventario nacional: *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*, 66, 47-64.

Álvarez, R., 2017, Mapping Geologic Interfaces that may alter seismic wave propagation in the Mexico City basin: *Geofísica Internacional*, 56 (1), 37-56.

Arce, J.L., Layer, P.W., Lassiter, J., Benowitz, J.A., Macías, J.L., Ramírez-Espinosa, J., 2013, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating, geochemistry, and isotopic analyses of the Quaternary Chichinautzin Volcanic Field, south of Mexico City: Implications for timing, effusion rate, and distribution of the volcanism, *Bulletin of Volcanology*: 75,774.

Arce, J.L., Macías, R., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944–958.

Archie, G.E., 1942, The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics: *Transactions of the AIME*, 146(1), 54–62.

Authemayou, C., Brocard, G., Teyssier, C., Suski, B., Cosenza, B., Morán-Ical, S., González-Véliz, C.W., Aguilar-Hengstenberg, M.A., Holliger, K., 2012, Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala: *Journal of Geophysical Research*, 117.

Ávila-Vargas, O., 2019, Modelo del graben de Juchipila a partir de datos magnetoteléuticos. Tesis de maestría, Juriquilla, Querétaro: Centro de Geociencias Juriquilla, Qro, 110 p.

Barrier, E., Borgois, J., Michaud, F., 1990, Le système de rifts actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco, Paris: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 310, 1513-1520.

Binley, A., Kemna, A., 2005, DC resistivity and induced polarization methods, in Rubin, Y., Hubbard, S.S. (eds.), *Hydrogeophysics*: Dordrecht, Springer Netherlands, 129–156.

Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027.

Bloomfield, K., 1975, A late-Quaternary monogenetic volcano field in the central Mexico: *Geologische Rundschau*, 64, 476-497.

Büker, M., Lozano-García, S., Ortega-Guerrero, B., Caballero, M., Pérez, L., Caballero, L., Pita de la Paz, C., Sánchez-Galindo, A., Villegas, F.J., Flores-Orozco, A., Brown, E., Werne, J., Valero-Garcés, B., Schwalb, A., Kemna, A., Sánchez-Alvaro, E., Launizar-Martínez, N., Valverde-Placencia, A., Garay-Jiménez, F., 2017, Geoelectrical and electromagnetic methods applied to paleolimnological studies: Two examples from dessicated lakes in the basin of Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60 (2), 279-298.

Campa-Uranga, M. F., Torres de León, R., Iriondo, A., Premo, W. R., 2012. Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco el Viejo, Guerrero, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 369-385.

Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040–1051.

Caputo, R., Piscitelli, S., Oliveto, A., Rizzo, E., Lapenna, V., 2003, The use of electrical resistivity tomographies in active tectonics: examples from the Tyrnavos Basin, Greece: *Journal of Geodynamics*, 36, 19-35.

Carbajal-Rodríguez, O., Caracterización geológica-geoquímica del conjunto volcánico de Atlacholoaya, Morelos. Tesis de licenciatura, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, 87 p.

Carrillo, P., 2008, Influencia del suelo en la respuesta sísmica de estructuras: Seminario técnico "Dr. Eduardo Arnal", SIDETUR, 16 p.

Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., & Iriondo, A., 2007., Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, 26(3).
Davis, G.H., Reynolds, S.J., 1996, *Structural Geology of rocks and regions*: John Wiley and sons. INC, 760 p.

de Groot-Hedlin, C. and Constable, S. 1990, Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data: *Geophysics*, 55, 1613-1624.

DeCserna, Z., 1980, Reconocimiento Geológico de la parte Central de la Cuenca del Alto Rio Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Ciudad de México, México: Libro Guía de la Excursion Geol. La Cuenca del Alto Balsas. IV Reunión Nal. de Geotecnia y Geotermia CFE (inédito), 59 p.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.

Duncan, J.M., Wright, S.G., Brandon, T.L., 2014, *Soil strength and slope stability*. EUA: Wiley, 317 p.

Espíndola-Castro, J.M., 2006. *Tectónica de placas*, Ciudad de México, México: Dirección General de Divulgación de la Ciencia, UNAM 23 p.

Fernández-Torres, E.A., 2019, Mapas de riesgo por subsidencia y su fallamiento asociado mediante el uso de Imágenes de Radar de Apertura Sintética InSAR: Ejemplo en la Ciudad de México-México. Tesis de maestría. UNAM, 121 p.

Ferrari L. y Rosas-Elguera J., 1999a, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico-the Tepic-Zacoalco rift revised, *Geological Society America Special Paper*: 334, Capítulo 3.

Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli C., Petrone C., Manetti P., 1999, Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, en prensa.

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Ciudad de México, México: 53, 84-92.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.

Ferrari, L., Pasquare, G., Venegas, S., Castillo, D., y Romero, F., 1994c, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block: *Geofísica Internacional*, 33, 139-151.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi, T., 2011, Insights into fluid flow and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican Fold-Thrust Belt: *Journal of Structural Geology* 33 (8), 1237-1253.

Fossen, H., 2010, *Structural Geology*, New York: Cambridge University Press, 457 p.

Franco, S.I., Cárdenas-Monroy, C., Quezada-Reyes, A., Valdés-González, C., Jiménez-Cruz, C., Rodríguez-Abreu, L.E., Ortiz-Castro, J., 2007. Reporte preliminar del sismo del 13 de abril de 2007, Guerrero, México, Ciudad de México, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59 (1), 71-81.

Fries Jr., C., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México. *Bol. Inst. Geol., Universidad Nacional Autónoma de México*. 60, 236 p.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281–302.

Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000, Cerro Grande Volcano: the evolution of a Miocene stratocone in the early Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 249-280.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Straub, S.M., 2016, Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt: *Earth Science Reviews*, 183, 153-181.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 227-283.

Gómez-Tuena, A., Díaz-Bravo, B., Vázquez-Duarte, A., Pérez-Arvizu, O., Mori, L., 2013. Andesite petrogenesis by slab-derived plume pollution of a continental rift. *Orogenic Andesites and Crustal Growth: Geological Society, London, Special Publications*, 385.

Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Buitrón, B.E., 1998, Late Cenomanian association from Morelos, Mexico-stratigraphic implications. Ciudad de México, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, UNAM, Instituto de Geología y Sociedad Geológica Mexicana, 15 (1), 46-56.

Herráiz-Sarachaga, M., 2011. *Conceptos básicos de sismología para ingenieros*, Lima, Perú: Guzlop, 128 p.

Hobbs, B.E., Means, W.D., Williams, P.F., 1976, *An Outline of Structural Geology*, Wiley, New York: 571 p.

Huizar-Álvarez, R., Varela-González, G.G., Espinoza-Jaramillo, M., 2014, Sistemas de flujo subterráneo y contenido de fluoruro en el agua de Tenextepango, Morelos, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 31 (2), 238-247.

Jaimes-Viera, M. C., Del Pozzo, A. M., Layer, P. W., Benowitz, J. A., & Nieto-Torres, A., 2018. Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 356, 225-242.

Kearey, P., Keith, A., Klepeis, Frederick, J.V., 2009, *Global Tectonics* 3rd ed, Oxford: Wiley Blackwell, 463 p.

Kostoglodov, V., Pacheco, J., 1999. Un catálogo de sismos moderados y grandes ocurridos en México durante el siglo XX, Póster "100 años de sismicidad en México": Ciudad de México, México, Instituto de Geofísica, UNAM.

Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., y Hinderer, M., 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72(7), 817-832.

Lin, A., 2009, Geometry and Slip Distribution of Coseismic Ruptures Produced by the 2001 Kunlun, Northern Tibet, Earthquake, en Fukuyama, E., *Fault-zone Properties and Earthquake Rupture Dynamics*: (94), 16-36.

Lira-Chávez, J., 2010, *Tratamiento Digital de Imágenes Multiespectrales*, México: Instituto de Geofísica, UNAM, 620 P.

Loke, M.H., 2003, *RES2DINV-Rapid 2D Resistivity and IP Inversion Using the Least-Squares Method: Geotomo Software Manual*, Malaysia.

López-Hidalgo, A., 2004, *La tomografía eléctrica como herramienta de diagnóstico ambiental subsuperficial en la industria del petróleo y del gas*: 24 p.

López-Ruiz A, Solari S, Ortega-Sánchez M y Losada MA (2015). A simple approximation for wave refraction – Application to the assessment of the nearshore wave directionality. *Ocean Modelling* 96, 324-333.

Lowrie, W., 2007, *Fundamentals of Geophysics*: Cambridge, University Press, 276 p.

Mallard, C., Coltice, N., Seton, M., Müller, R.D., Tackley, P.J., 2016, Subduction controls the distribution and fragmentation of Earth's tectonic plates: *Nature*, 535, 140-143.

Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., 2013, Review Article: A Geodynamical Perspective on the Subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America: *Tectonophysics*.

Mardones-Flores, M., Rojas-Hernández, J., 2012, Procesos de remoción en masa inducidos por el terremoto del 27F de 2010 en la franja costera de la Región del Biobío, Chile: *Revista de Geografía Norte Grande*, 53, 57-74.

Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., L. de Silva, S., Flores-Huerta, D., Zúñiga-Lagunes, L., Luna-González, L., 2013, Caldera formation and progressive batholith

construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Ciudad de México, México: 30 (2), 247-267.

Means, W.D., 1990, Kinematics stress, deformation and material behavior, Britain: *Journal of Structural Geology*, 12 (8), 953-951.

Monter-Ramírez, A., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., Centeno-García, E., 2004. Revisión de la estratigrafía del Grupo Balsas en el área de Amacuzac, Estados de Morelos y Guerrero. En IV Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México: Libro de Resúmenes, 126 p.

Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., 2007, Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector. Ciudad de México, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 68-80.

Mora-Ortiz, R.S., Rojas-González, E., 2012, Efecto de la saturación en el deslizamiento de talud en la comunidad San Juan de Grijalva, Chiapas: *Ingeniería, Investigación y Tecnología*, 13 (1), 1405-7743.

Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., Guzmán de la Campa, A., 1992, Listric faulting and continental rifting in western México- a paleomagnetic and structural study: *Tectonophysics*, 208, 365-376.

Núñez-Cornú, F. J., 2011. Peligro Sísmico en el Bloque de Jalisco, México, Puerto. Vallarta, Jalisco, México: *Física de la Tierra*, 23 (1), 199-229.

Orellana, E., 1982, *Prospección Geoeléctrica en corriente continua*, Madrid, España.

Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R.C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, en Speed, R. C. (ed.), *Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transitions*: Boulder, CO, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Series, 265-306.

Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México, Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357–12373.

Ruiz, J., Patchett, P., Ortega-Gutiérrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274-281.

Salinas-Prieto, J. C.; Monod, O.; and Faure, M., 1993, Deformación dúctil progresiva en el límite oriental del Terreno Guerrero, suroeste de México, I. Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, abstracts, Ciudad de México, México: UNAM Instituto de Geología, 130–132.

Sauter, F., 1989. *Fundamentos de ingeniería sísmica 1. Introducción a la sismología*, Costa Rica: Tecnológica de Costa Rica, 253 p.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of México: Geological Society of America Special Paper, 278, 153.

Servicio Geológico Mexicano, 2017, Escalas de los sismos. Disponible en: https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Informacion_complementaria/Escalas-sismos.html.

Servicio Meteorológico Nacional, Resúmenes mensuales de temperaturas y lluvia, Disponible en: <https://smn.cna.gob.mx/es/climatologia/temperaturas-y-lluvias/resumenes-mensuales-de-temperaturas-y-lluvias>.

Servicio Sismológico Nacional, 2017. Reporte Especial. Sismo de Tehuantepec (2017-09-07 23:49 Mw 8.2), Ciudad de México, México: SSN, UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Servicio Sismológico Nacional, 2017. Reporte Especial. Sismo del día 19 de septiembre de 2017 Puebla-Morelos (M 7.1), Ciudad de México, México: SSN, UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Servicio Sismológico Nacional, Catálogo de Sismos, Disponible en: <http://www2.ssn.unam.mx:8080/catalogo/>.

Servicio Sismológico Nacional. Reporte de sismo. Sismo del día 20 de marzo de 2012, Oaxaca (M 7.4), Ciudad de México, México: SSN, Instituto de Geofísica UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Servicio Sismológico Nacional. Sismos históricos. Sismo de 1912 en Acambay, Edo. de Mex. (M~6.9), Ciudad de México, México: SSN, Instituto de Geofísica UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Servicio Sismológico Nacional. Sismos históricos. Sismo de 1920 en Xalapa, Veracruz (M~6.4) Ciudad de México, México: SSN, Instituto de Geofísica UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Servicio Sismológico Nacional. Sismos históricos. Sismos de 1932 (M 8.2, M 7.8, M 6.9), Ciudad de México, México: SSN, Instituto de Geofísica UNAM. Disponible en www.ssn.unam.mx / catálogo.

Sierra-Rojas, M. I., y Molina-Garza, R. S., 2014. La Formación Zicapa del sur de México: revisión estratigráfica, sedimentología y ambientes sedimentarios. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(2), 174-189.

Solano-Rojas, D., 2018, Geological Hazard Assessment for Mexico City and its surroundings based on Synthetic Aperture Radar Interferometry (INSAR) Observations, Tesis de doctorado. University of Miami, Florida, USA.

Stein, S., Wysession, M., 2003. An introduction to seismology, earthquakes and Earth structure. Cowley Road, Oxford: Blackwell, 489 p.

Suárez, G., 1991. El sismo de Jalapa del 3 de enero de 1920. Ciudad de México, México: *Revista Mexicana de Ingeniería Sísmica*, Instituto de Geofísica, UNAM, 42, 3-15.

Suárez, G., García-Acosta, V., Gaulon, R., 1994, Active crustal deformation in the Jalisco block, México: evidence for a great historical earthquake in the 16th century: *Tectonophysics*, 234, 117-127.

Trifonov, V.G., Machette, M.N., 1993, The World map of mayor active faults Project: *Annali di Geofisica*, 36 (3-4).

Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001, First partial melting inversion model for a rift-related origin of the Sierra de Chichinautzin volcanic field, central Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 788–817.

Vidal-Sánchez, F., 1994, *Los terremotos y sus causas*: Instituto de Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, 38 p.